Avances de la Geomorfología española en 2023-2025

Jesús Ruiz Fernández, Rosana Menéndez Duarte
Cristina García Hernández, Laura Rodríguez Rodríguez
Marta Herrán Alonso, Daniel Vázquez Tarrío
David Gallinar Cañedo, María Elena Fernández Iglesias
Benjamín González Díaz, Lidia Ferri Hidalgo
Mirella Ochoa Álvarez, Laro Incera Sañudo
Fernando Fresnedo Guillem, Luis Pérez García (eds.)



Sociedad Española de Geomorfología
trabe
CeCodet
Universidad de Oviedo

Avances de la Geomorfología española en 2023-2025

Colección: Desarrollo Territorial

Director de la colección: Jesús Ruiz Fernández

Coordinación científica: Fermín Rodríguez Gutiérrez (CeCodet, Univ. de Oviedo), Cristina García Hernández (CeCodet, Univ. de Oviedo), Esteban Agulló Tomás (CeCodet, Univ. de Oviedo), Amalia Maceda Rubio (Dpto. de Geografía, Univ. de Oviedo), Pedro Ignacio Arcos González (Dpto. de Medicina, Univ. de Oviedo), Marta Herrán Alonso (Dpto. de Geografía, Univ. de Oviedo), José Luis García Suárez (CeCodet, Univ. de Oviedo), María José González Amuchastegui (Dpto. de Geografía, Univ. del País Vasco), Carla Mora (Centro de Estudos Geográficos, Univ. de Lisboa, Portugal), Augusto Pérez Alberti (Dpto. de Geografía, Univ. de Santiago de Compostela), Nuria de Andrés de Pablo (Dpto. de Geografía, Univ. Complutense de Madrid), Luis Miguel Tanarro (Dpto. de Geografía, Univ. Complutense de Madrid), Alejandra Boto Álvarez (CeCodet, Univ. de Oviedo), Antonio Fernández (Dpto. de Geografía, UNED), Mirian Cueto Pérez (CeCodet, Univ. de Oviedo), Jesús Ruiz Fernández (CeCodet, Univ. de Oviedo), Cristina Engel (Univ. Federal de Espíritu Santo, Brasil), Manuela Costa Casais (Dpto. de Geografía, Univ. de Santiago de Compostela).

Este libro ha sido sufragado con cargo al proyecto de investigación de referencia PID2020-115269GB-I00.

© 2025 Ediciones Trabe / CeCodet (Centro de Cooperación y Desarrollo Territorial), Universidad de Oviedo / Sociedad Española de Geomorfología
© Los autores

Ediciones Trabe
C/ Fernando Alonso, 17 – Bajo derecha, 33009 Oviedo, Asturias.

CeCodet, Universidad de Oviedo
Campus de Mieres, Edificio de Investigación, 4ª planta, C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós s/n, 33600 Mieres, Asturias.

Sociedad Española de Geomorfología
Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza.

ISBN: 978-84-10345-81-2

Depósito Legal: AS-02105-2025

Impreso en Asturias

Todos los derechos reservados. De conformidad con lo dispuesto en la legislación vigente, podrán ser castigados con penas de multa y privación de libertad quienes reproduzcan o plagien, en todo o en parte, una obra literaria, artística o científica, fijada en cualquier tipo y soporte, sin la preceptiva autorización.

Fotografía de la cubierta: Monolito glaciokárstico del Picu Urriellu (2519 m de altitud), presidiendo la línea de cumbres del sector septentrional del Macizo Central de los Picos de Europa. Imagen tomada desde Asiegu de Cabrales. Autor: Jesús Ruiz Fernández.

Avances de la Geomorfología española en 2023-2025

Editores
Jesús Ruiz Fernández
Rosana Menéndez Duarte
Cristina García Hernández
Laura Rodríguez Rodríguez
Marta Herrán Alonso
Daniel Vázquez Tarrío
David Gallinar Cañedo
María Elena Fernández Iglesias
Benjamín González Díaz
Lidia Ferri Hidalgo
Mirella Ochoa Álvarez
Laro Incera Sañudo
Fernando Fresnedo Guillem
Luis Pérez García

CeCodet
Universidad de Oviedo
Universidá d'Uviéu
University of Oviedo

Sociedad Española de Geomorfología

trabe

Avances de la Geomorfología española en 2023-2025

Actas de la XVII Reunión Nacional de Geomorfología
Oviedo/Uviéu, España, 3, 4 y 5 de septiembre de 2025

Comité Organizador

Jesús Ruiz Fernández – Universidad de Oviedo (Coordinador)
Rosa Ana Menéndez Duarte – Universidad de Oviedo (Coordinadora)
Cristina García Hernández – Universidad de Oviedo
Laura Rodríguez Rodríguez – Universidad de Oviedo
Marta Herrán Alonso – Universidad de Oviedo
Daniel Vázquez Tarrío – CSIC
David Gallinar Cañedo – Universidad de Oviedo
María Elena Fernández Iglesias – Universidad de Oviedo
Benjamín González Díaz – Universidad de Oviedo
Lidia Ferri Hidalgo – Universidad de Oviedo
Mirella Ochoa Álvarez – Universidad de Oviedo
Laro Incera Sañudo – Universidad de Oviedo
Fernando Fresnedo Guillem – Universidad de Oviedo
Luis Pérez García – Universidad de Oviedo

Secretaría científica

Mirella Ochoa Álvarez / Luis Pérez García
Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo.
C/ Amparo Pedregal s/n, 33011
Oviedo/Uviéu, Asturias, España.
Correo electrónico de contacto: rngeo2025@gmail.com

Comité Científico

Gerardo Benito (MNCN, CSIC)
Montserrat Jiménez Sánchez (Universidad de Oviedo)
Andrés Díez Herrero (IGME, CSIC)
Gloria Desir Valen (Universidad de Zaragoza)
Alberto González Díaz (Universidad de Cantabria)
María José Domínguez Cuesta (Universidad de Oviedo)
David Regüés Muñoz (IPE, CSIC)
Laura Del Río Rodríguez (Universidad de Cádiz)
Francisco Gutiérrez Santolalla (Universidad de Zaragoza)
Laura Rodríguez Rodríguez (Universidad de Oviedo)
Juan Remondo Tejerina (Universidad de Cantabria)
María Elena Fernández Iglesias (Universidad de Oviedo)
Francisco Javier Gracia Prieto (Universidad de Cádiz)
Rosana Menéndez Duarte (Universidad de Oviedo)
Daniel Vázquez Tarrío (IGME, CSIC)

Miguel Ángel de Pablo Hernández (Universidad de Alcalá)
Albert Solé Benet (EEZA, CSIC)
Jorge Sevil Aguareles (Universidad de Zaragoza)
Julio Garrote Revilla (Universidad Complutense de Madrid)
Pedro Proença Cunha (Universidade de Coimbra, Portugal)
Askoa Ibisate González de Matauco (Universidad del País Vasco)
Javier Santos González (Universidad de León)
Rosa Blanca González Gutiérrez (Universidad de León)
Augusto Pérez Alberti (Universidad de Santiago de Compostela)
Amelia Gómez Villar (Universidad de León)
Juan Francisco Martínez Murillo (Universidad de Málaga)
María José González Amuchastegui (UNED)
Alejandro Gómez Pazo (Universidad de León)
Enrique Serrano Cañadas (Universidad de Valladolid)
Artemi Cerdá Bolinches (Universidad de Valencia)
Susana Pereira (Universidade do Porto, Portugal)
Antonio Fernández Fernández (UNED)
Juan Antonio Marco Molina (Universidad de Alicante)
Álvaro Gómez Gutiérrez (Universidad de Extremadura)
Adrián Melón Nava (Universidad de León)
José Luís Zêzere (Universidade de Lisboa, Portugal)
Jorge Sanjurjo Sánchez (Universidad de la Coruña)

Entidades organizadoras

Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo
Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo
Sociedad Española de Geomorfología
Centro de Cooperación y Desarrollo Territorial de la Universidad de Oviedo (CeCodet)
Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio de la Universidad de Oviedo (INDUROT)

Sesiones científicas

S1. Geomorfología estructural y litológica. Moderadora: Montserrat Jiménez Sánchez
S2. Geomorfología glaciar y periglaciar. Moderadora: Laura Rodríguez Rodríguez
S3. Geomorfología fluvial. Moderadora: María Elena Fernández Iglesias
S4. Procesos de ladera y erosión del suelo. Moderadora: María José Domínguez Cuesta
S5. Procesos litorales y eólicos. Moderador: Francisco Javier Gracia Prieto
S6. Métodos y técnicas en Geomorfología. Moderador: Alejandro Gómez Pazo
S7. Riesgos geomorfológicos. Moderador: Andrés Díez Herrero
S8. Patrimonio geomorfológico. Moderador: Javier Santos González
S9. Didáctica de la Geomorfología. Moderador: David Gallinar Cañedo
S10. Geomorfología planetaria. Moderador: Miguel Ángel de Pablo Hernández

ÍNDICE

Pág.

PRESENTACIÓN
Jesús Ruiz Fernández y Rosana Menéndez Duarte 19

CONFERENCIAS PLENARIAS

UNA REFLEXIÓN SOBRE LA GESTIÓN DE NUESTROS RÍOS
Jorge Marquínez García 23

LA DIALÉCTICA DE LA COSTA GALLEGA
Augusto Pérez-Alberti 26

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL Y LITOLÓGICA

FALLAS CUATERNARIAS Y ENCAJAMIENTO FLUVIAL EN EL SUR DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA: LA CUEVA DE LLAMAZARES (LEÓN)
Daniel Ballesteros, Carlos Pérez-Mejías, Manuel I. de Paz, Juncal Cruz, Marcos Moreno-Sánchez, Darío Fidalgo, Hai Cheng y Esperanza Fernández-Martínez 33

INCISIÓN FLUVIAL CUATERNARIA EN LA CUENCA DEL NALÓN-NARCEA (CORDILLERA CANTÁBRICA, VERTIENTE NORTE)
Francisco J. Fernández, Rosana Menéndez-Duarte, Daniel Vázquez-Tarrío, Alicia Medialdea, Hodei Uzkeda, Maite Bulnes y Josep Poblet 36

LA ORGANIZACIÓN MORFOESTRUCTURAL DEL MACIZO DE PEÑA UBIÑA
David Gallinar y Mirella Ochoa Álvarez 40

REORGANIZACIÓN FLUVIAL EN CONTEXTOS CONVERGENTES: EJEMPLOS EN COSTA RICA Y EN LAS BÉTICAS OCCIDENTALES
Jorge P. Galve, Guillermo Booth-Rea y Guillermo E. Alvarado 44

¿HORST O POP-UP? CONSIDERACIONES TERMINOLÓGICAS EN LA GEOMORFOLOGÍA ESPAÑOLA: CASO DE ESTUDIO SISTEMA CENTRAL IBÉRICO
Roberto García Esteban 48

REINTERPRETANDO EL ORIGEN DE LA LAGUNA DE LA POSADILLA (VALVERDE, CIUDAD REAL): ¿POR QUÉ SE EQUIVOCÓ FRANCISCO HERNÁNDEZ-PACHECO?
Rafael Ubaldo Gosálvez Rey, Rafael Becerra-Ramírez, Estela Escobar Lahoz, Margarita Moreno Nevado y Elena González Cárdenas 52

RELACIÓN ENTRE ASIMETRÍA DE CUENCAS FLUVIALES Y ESTRUCTURA CORTICAL EN EL OCCIDENTE DE ASTURIAS (NO IBERIA)
Carlos López-Fernández, Sergio Llana-Fúnez, Gabriela Fernández-Viejo, Laura Rodríguez-Rodríguez, María José Domínguez-Cuesta y Montserrat Jiménez-Sánchez 56

RESPUESTA ISOSTÁTICA A LA DESCARGA EROSIVA DE LAS VERTIENTES ATLÁNTICA Y MEDITERRÁNEA DEL NORTE DE ESPAÑA
Iván Martín-Martín, Pablo G. Silva, Antonio Tarriño y Fernando Sarrionandia 60

EL ORIGEN GEOLÓGICO DE LA LLANADA ALAVESA (PAÍS VASCO)
Iván Martín-Martín y Pablo G. Silva 64

MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS DE DESPLAZAMIENTO RECIENTE EN LA FALLA DE ESTEPONA (BÉTICAS OCCIDENTALES)
Inés Membrado-Royo, Jorge P. Galve, Guillermo Booth-Rea, Gonzalo Zamora-Valcarce, Carlos J. Garrido 68

RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y MORFOMETRÍA DE FORMAS EXOKÁRSTICAS (DOLINAS) DEL MACIZO DE FRESNEDA-CORRECILLAS, CORDILLERA CANTÁBRICA (LEÓN)
Mario Puente-Sierra y Rosa Blanca González-Gutiérrez 72

REGISTRO DE PALEOINUNDACIONES EN LA CUEVA DE EL PINDAL COMO INDICADOR DE EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN
Laura Rodríguez-Rodríguez, Saúl González-Lemos, María González-Pumariega Solís, María José Domínguez-Cuesta, Mónica Meléndez-Asensio y Montserrat Jiménez-Sánchez 76

ALTERACIÓN HIPOGÉNICA EN EL FRENTE DE ALTERACIÓN DE GRANITOS: HIPÓTESIS PARA LA FORMACIÓN DE CUENCAS DE METEORIZACIÓN E IMPLICACIONES HIDROECOLÓGICAS
Carles Roqué, Anna Menció, Mario Zarroca, Eduard Madaula y Gisela Gonzalvo-Henry 80

EVOLUCIÓN MORFOESTRUCTURAL DE LA CUENCA NEÓGENA DE MADRID DURANTE EL CUATERNARIO
Pablo G. Silva Barroso y Manuel J. Montes Santiago 84

GEOMORFOLOGÍA GLACIAR Y PERIGLACIAR

GEOMORPHOLOGICAL MAP OF ALTO VEZ PALAEOGLACIATION, PARQUE NACIONAL DA PENEDA-GERÊS, PORTUGAL
Edgar Figueira, Augusto Pérez-Alberti, Alberto Gomes y Jorge Costa 91

MORFOLOGÍA Y FASES GLACIARES EN EL SECTOR LEONÉS DEL MACIZO DE PEÑA UBIÑA
David Gallinar, Jesús Ruiz-Fernández, Cristina García-Hernández 95

MONITORIZACIÓN DE PROCESOS SOLIFLUIDALES EN EL MACIZO DE PEÑA UBIÑA
David Gallinar, Jesús Ruiz-Fernández, Cristina García-Hernández 99

LOS TALUDES Y CONOS DE DERRUBIOS DEL MACIZO DE PEÑA UBIÑA: EL CASO DEL CIRCO GLACIAR DE CUAPALACIO
David Gallinar, Jesús Ruiz-Fernández, Cristina García-Hernández y Benjamín González-Díaz 103

INVENTARIO Y CLASIFICACIÓN DE FORMAS PERIGLACIARES EN EL VALLE DE ALA ARCHA (KIRGUISTÁN)
Cristina García-Hernández, Jesús Ruiz-Fernández y Mariana Van den Bergh 107

GEOCRONOLOGÍA DE LA ÚLTIMA GLACIACIÓN EN EL VALLE DE RIOMOLINO (MONTAÑAS CANTÁBRICAS)
Benjamín González-Díaz, Jesús Ruiz-Fernández, Laura Rodríguez-Rodríguez, Vincent Rinterknecht, Rosana Menéndez-Duarte, José Antonio González-Díaz, Mirella Ochoa-Álvarez, Fernando Fresnedo-Guillem, Aster Team 111

INVENTARIO CINEMÁTICO DE GLACIARES ROCOSOS EN EL PIRINEO EN BASE A DATOS LiDAR E InSAR
Jesús Guerrero, M. Guerra, Thiery Yannick, Gloria Desir y Bastien Colas 115

PRIMEROS DATOS DE EDAD DEL GLACIAR ROCOSO DE HURD (ISLA DE LIVINGSTON, SOUTH SHETLAND ISLANDS, ANTÁRTIDA MARÍTIMA)
Rosana Menéndez-Duarte, Jesús Ruiz-Fernández, Laura Rodríguez-Rodríguez, José M. Fernández-Fernández, Vincent Rinterknecht y ASTER Team 119

CRONOLOGÍA DE LA DEGLACIACIÓN DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO SIL (CORDILLERA CANTÁBRICA) A PARTIR DE DATACIONES CON 14C DE SEDIMENTOS GLACIOLACUSTRES
Javier Santos-González, Alfonso Pisabarro-Pérez, Alberto Gomes, José María Redondo-Vega, Edgar Figueira, Sergio Alberto Peña-Pérez, Rosa Blanca González-Gutiérrez, Adrián Melón-Nava y Amelia Gómez-Villar 123

FLUCTUACIONES DE GLACIARES TROPICALES EN LA CORDILLERA BLANCA (PERÚ) VINCULADAS AL ENFRIAMIENTO BOREAL
José Úbeda, Regis Braucher, Swann Zerathe, Ronald Concha, Javier de Marcos, Pablo Masías, Joshua Iparraguirre, Pool Vásquez, Irene Schimmelpfennig, Gonzalo Luna, Mariette Bustamante, Rossella Gómez y ASTER Team 127

DE LOS GLACIARES A LOS BOFEDALES: LA RUTA DEL AGUA CRIOGÉNICA PARA LA SUBSISTENCIA DE LAS COMUNIDADES ALTOANDINAS
M. Valcárcel, X. Pontevedra-Pombal, J. Ubeda Palenque, J. de Marcos García-Blanco, R, Pellitero, J. López-Bedoya, P. Masias, A. Aguilar y P. Vásquez 131

GEOMORFOLOGÍA FLUVIAL

GEOMORFOLOGÍA E HISTORIA FLUVIAL DE LAS INUNDACIONES DEL RÍO HUEBRA
Raquel Cerezo Mayoral, Carlos Sánchez-García, Pablo Hita Aragonés, Marcos Francos, Manuel Abad y Tatiana Izquierdo 137

NUEVO REGISTRO GEOARQUEOLÓGICO DE PALEOINUNDACIONES HOLOCENAS DEL RÍO TAJO EN LAS PROXIMIDADES DE LA CENTRAL NUCLEAR DE TRILLO (GUADALAJARA)
Andrés Díez Herrero, David Álvarez Alonso, Enrique Cerrillo Cuenca, María de Andrés Herrero, José Antonio Linares Catela, María Ángeles Perucha Atienza, Miguel Ángel Rodríguez Pascua, Enrique Díaz Martínez 141

EFECTOS DE LA INCISIÓN FLUVIAL EN LA VEGETACIÓN DE RIBERA DEL TRAMO BAJO DEL RÍO NALÓN (ASTURIAS, NO ESPAÑA)
María Fernández García, Elena Fernández Iglesias, Mauro Sanna, Laro Incera Sañudo, Verónica Moro García, Eduardo Cires Rodríguez, Gil González Rodríguez y Rosana Menéndez Duarte.....145

IMPRONTA DE LA FRACTURACIÓN Y PAISAJES DEL TERCIARIO EN LA INVERSIÓN FLUVIAL ATLÁNTICA DEL PIEDEMONTE DE SALAMANCA
Guillermina Garzón Heydt.....149

EVALUACIÓN PRELIMINAR DEL USO DE SENSORES RFID PARA EL SEGUIMIENTO DEL TRANSPORTE DE CLASTOS EN ARROYOS DE LA PENÍNSULA BYERS (ANTÁRTIDA MARÍTIMA)
Alejandro Gómez-Pazo, Jesús Ruiz-Fernández, Miguel A. de Pablo, Rosana Menéndez-Duarte, Javier Santos-González, Antonio Fernández-Fernández, Lidia Ferri-Hidalgo, Daniel Vázquez-Tarrío, Mariana Van den Bergh y Fernando Berenguer-Sempere.....153

ESTIMACIÓN DE CAUDALES EN LA CUENCA DEL RÍO EBRO MEDIANTE REDES NEURONALES LSTM Y MC-LSTM CON CONSERVACIÓN DE MASA
Inmaculada C. González-Planet y Carmelo Juez 157

CLASIFICACIÓN DE TRAMOS FLUVIALES DE NATURALEZA TRENZADA TENIENDO EN CUENTA EL TIPO Y EXTENSIÓN DE DIFERENTES REAJUSTES GEOMORFOLÓGICOS (ASTURIAS)
Laro Incera-Sañudo, Elena Fernández-Iglesias, María Fernández-García, Verónica Moro, Gil González-Rodríguez, Daniel Vázquez-Tarrío, Rosana Menéndez-Duarte y Francisco J. Fernández 161

ESTUDIO DE LA DINÁMICA MORFOSEDIMENTARIA DE CUENCAS DE MONTAÑA: PASADO Y PRESENTE
Francisco Javier Martín-Rodríguez, Manel Llena y Carmelo Juez 165

CONECTIVIDAD FUNCIONAL DEL SEDIMENTO COMO INDICADOR DE AJUSTE GEOMORFOLÓGICO DE UN TRAMO FLUVIAL EFÍMERO TRAS LA EXTRACCIÓN DE ÁRIDOS
Mikel Calle, Harri Kaartinen, Antero Kukko, Gerardo Benito, María Pilar Rabanaque y Petteri Alho 169

¿CÓMO AFECTA EL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA DINAMICA HIDROLÓGICA Y SEDIMENTOLÓGICA DE LAS CUENCAS MEDITERRÁNEAS? IMPACTOS EN LA CUENCA DEL EBRO
Arantxa Ortiz-Elorza y Carmelo Juez 173

DELIMITACIÓN DE SEGMENTOS FLUVIALES EN RÍOS PIRENAICOS MEDIANTE ANÁLISIS DE TELEDETECCIÓN Y CLASIFICACIÓN SUPERVISADA
María Pilar Rabanaque y Carmelo Juez 176

DRAINAGE DIVIDE MIGRATION ON THE VOLCANIC ISLAND OF MADEIRA
Rui Fernandes y Alberto Gomes 180

REHABILITACIÓN MORFOSEDIMENTARIA DEL TRAMO MEDIO DEL RÍO GUADALOPE: DIAGNÓSTICO Y PROPUESTA DE ACTUACIÓN
Álvaro Tena, Damià Vericat y Ramon J. Batalla 184

EVALUACIÓN DEL IMPACTO DE UN AZUD EN LA MORFOLOGÍA DE UN RÍO ALUVIAL DE GRAVAS
Víctor Trullenque Blanco, Alfredo Ollero Ojeda, Antonio Luis Montealegre Gracia y Carles Ferrer Boix..... 188

CARTOGRAFÍA DEL ESTADO MORFO-SEDIMENTARIO, A ESCALA DE RED DE DRENAJE, EN EL RÍO PERALES (CUENCA DEL TAJO)
Daniel Vázquez-Tarrío, Julio Garrote y Andrés Díez-Herrero 192

ANÁLISIS EMPÍRICO SOBRE LA FORMA DE LA DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA DE LOS RÍOS DE LECHO GRUESO
Daniel Vázquez-Tarrío y Alain Recking..... 195

PROTOCOLO DE CAMPO PARA LA CARACTERIZACIÓN DE LA VARIABILIDAD EN LAS CONDICIONES DE INICIO DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTO EN RÍOS DE LECHO GRUESO
Daniel Vázquez-Tarrío, Raúl López, Fanny Ville, Damià Vericat, Estrella Carrero-Carralero y Ramón J. Batalla 199

PROCESOS DE LADERA Y EROSIÓN DEL SUELO

ESTUDIO DE LA ESCORRENTIA EN ANDISOLES DE LADERA ANDINA BAJO DISTINTOS USOS DEL SUELO
María Casamitjana, Juan Carlos Loaiz, Carles Roqué y Anna Menció 205

EROSIÓN DEL SUELO POR PASTOREO EN UNA MONTAÑA MEDITERRÁNEA: UN ESTUDIO BASADO EN TOPOGRAFÍA DE ELEVADA RESOLUCIÓN ESPACIAL Y SISTEMAS DE POSICIONAMIENTO DEL GANADO
Manel Llena, Estela Nadal-Romero, Jesús Revuelto, Javier Zabalza, J. Ignacio López-Moreno y Teodoro Lasanta 209

PEDOESTRATIGRAFIA DE PALEOSUELOS EN LA LAGUNA DEL OTUN, ANDES CENTRALES DE COLOMBIA
Andrés Velásquez Rodríguez, Juan Carlos Loaiza-Usuga y Jimmy Fernández Lamus 212

RELACIÓN ENTRE MOVIMIENTOS DE LADERA Y FERRICRETAS EN EL PIRINEO AXIAL (ESPAÑA)
Miguel Guerra Martínez-Losa y Jesús Guerrero Iturbe 215

INTEGRACIÓN DE DATOS DE TELEDETECCIÓN Y EXCAVACIÓN DE TRINCHERAS PARA LA DETECCIÓN DE MOVIMIENTOS LENTOS EN DESLIZAMIENTOS. EL CASO DE LA AVALANCHA DE ROCAS DE ROCAS DE “LA INCLUSA” (PIRINEOS, ESPAÑA)
Miguel Guerra Martínez-Losa y Jesús Guerrero Iturbe 219

EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA DE LAS RUTAS DE SENDERISMO EN EL PARQUE NATURAL DE ALVÃO, PORTUGAL
Carlos Pinheiro, Jorge Costa, Susana Pereira, Alberto Gomes 223

EFECTO DE LAS SEQUÍAS EN LA RESPUESTA HIDROLÓGICA EN VARIOS USOS DEL SUELO EN LA MONTAÑA MEDIA DEL PIRINEO CENTRAL
David Regües, Estela Nadal-Romero, Sergio Vicente-Serrano, Noemí Lana-Renault, Juan Ignacio López Moreno, Teodoro Lasanta, José María García-Ruiz 227

ANÁLISE DA EROSÃO HÍDRICA DE SOLOS NUMA PARCELA DE VINHA: UM CASO DE ESTUDIO BASADO EN IMAGENS LIDAR NO NORTE DE PORTUGAL
Sara Teixeira, Susana Pereira, Carlos Bateira y José Teixeira 231

INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA DE LA ZONA CENTRO DE LA CUENCA DEL RÍO PAUTE, ECUADOR
Raisa Torres-Ramírez y Juan Antonio Marco Molina 235

PROCESOS LITORALES Y EÓLICOS

IMPACTO DE LOS CAMBIOS DE USO DEL SUELO EN LAS TASAS DE SEDIMENTACIÓN DE LOS ESTUARIOS DE CANTABRIA: UN ANÁLISIS COMPARATIVO PRELIMINAR
Jaime Bonachea Pico, Juan Remondo Tejerina y Victoria Rivas Mantecón 241

SURGENCIAS COSTERAS EN LA COMUNIDAD VALENCIANA
Davide Bonomo y José Enrique Tent-Manclús 245

SURGENCIAS COSTERAS EN EL ACANTILADO DEL MORRO DE TOIX (ALICANTE, SE ESPAÑA)
Davide Bonomo y José Enrique Tent-Manclús 249

CARTOGRAFIA MEDIANTE DRONE DE LA COSTA ROCOSAS DE CABO HUERTA (ALICANTE, SE ESPAÑA)
Davide Bonomo y José Enrique Tent-Manclús 253

INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DE UN DEPÓSITO EDAFO-SEDIMENTARIO EN SECTOR COSTERO DE LARIÑO (CARNOTA, A CORUÑA)
Daniel Cajade-Pascual, Ramón Blanco-Chao y Manuela Costa-Casais 257

ANÁLISIS DEL IMPACTO DE TEMPORALES COSTEROS RECIENTES EN EL LITORAL CATALAN A PARTIR DE CARTOGRAFÍAS GEOMORFOLÓGICAS
Rosa Carles, Fus Micheo, Jordi Pinyol y Marta González 261

EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL HUMEDAL COSTERO DEL RÍO COPIAPÓ (NORTE DE CHILE) MEDIANTE CARTOGRAFÍA MULTITEMPORAL ENTRE LOS AÑOS 2013 Y 2017
Rolando Fernández Navarro, Manuel Abad y Tatiana Izquierdo 265

PLAYAS LEVANTADAS HOLOCENAS EN EL ÁREA DEL CERRO SEALERS (ISLA LIVINGSTON, ARCHIPIÉLAGO DE LAS SHETLAND DEL SUR): ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y ALTITUDINAL
Lidia Ferri-Hidalgo, Jesús Ruiz-Fernández y Cristina García-Hernández 269

RECONSTRUCCIÓN CRONOLÓGICA DE PLAYAS LEVANTADAS HOLOCENAS EN LA PENÍNSULA BYERS (ISLAS SHETLAND DEL SUR, ANTÁRTIDA MARÍTIMA) CON MARTILLO DE SCHMIDT Y EQUOTIP 550
Lidia Ferri-Hidalgo, Cristina García-Hernández y Jesús Ruiz-Fernández 273

DETECCIÓN *MULTIPROXY* DE CAMBIOS GEOMÓRFICOS EN ESTUARIOS CONTAMINADOS: EL REGISTRO SEDIMENTARIO RECIENTE DEL NALÓN (N DE ESPAÑA)
Jon Gardoki, Alejandro Cearreta, Ane García-Artola, José Gómez-Arozamena, María Jesús Irabien, Víctor Villasante-Marcos, Carlos Galaz-Samaniego y M. Cristina Peñalba 277

EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA ENTRE 2024 Y 2025 DEL SECTOR COSTERO DE CALETA ESPAÑOLA (ISLA LIVINGSTON, ANTÁRTIDA MARÍTIMA)
Alejandro Gómez-Pazo, Javier Santos-González y Jesús Ruiz-Fernández 280

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DE LA PLAYA DE SAN ANTOLÍN DE BEDÓN Y SU ENTORNO (ORIENTE DE ASTURIAS)
Alejandro Lombardía-Suárez, Benjamín González-Díaz y Jesús Ruiz-Fernández 284

LA PLAYA COLGADA DEL EEMIENSE DE SAN ANTOLÍN DE BEDÓN (ORIENTE DE ASTURIAS): ADSCRIPCIÓN CRONOLÓGICA MEDIANTE OSL
Alejandro Lombardía-Suárez, Benjamín González-Díaz, Jorge Sanjurjo-Sánchez y Jesús Ruiz-Fernández.....288

CARACTERITZACIÓN GEOMORFOLOGICA DE LA COSTA CATALANA: UNA PROPUESTA DE CLASIFICACIÓN INTEGRADA
Fus Micheo, Marta González, Rosa Carles y Jordi Pinyol.....292

EVOLUCIÓN COSTERA Y ACRECIÓN DE DUNAS EÓLICAS EN LA ISLA DE SÁLVORA (RÍA DE AROUSA) DURANTE LOS ÚLTIMOS 2.500 AÑOS: EVIDENCIAS GEOARQUEOLÓGICAS Y DATACION POR OSL
Jorge Sanjurjo-Sánchez, Andrea Miño Regueiro, Juan Ramón Vidal Romaní, Adolfo Fernández Fernández....296

MÉTODOS Y TÉCNICAS EN GEOMORFOLOGÍA

APLICACIÓN DE TÉCNICAS *IN SITU* Y REMOTAS PARA LA MONITORIZACIÓN DE DEFORMACIONES GRAVITACIONALES EN ÁREAS COSTERAS
Jerymy Carrillo, María José Domínguez-Cuesta, Anna Barra, José Cuervas-Mons, Pelayo González-Pumariega, Carlos López-Fernández, Luis Pando, Laura Rodríguez-Rodríguez y Montserrat Jiménez-Sánchez.....303

ACHIEVEMENTS AND LIMITATIONS IN THE STUDY OF GROUND DEFORMATIONS USING A-DInSAR TECHNIQUES IN ASTURIAS (N SPAIN)
José Cuervas-Mons, María José Domínguez-Cuesta, Félix Mateos-Redondo, Anna Barra, Oriol Monserrat, Jerymy Carrillo y Montserrat Jiménez-Sánchez 307

EL RETROCESO DE LA COSTA ACANTILADA ASTURIANA: SIETE AÑOS DE SEGUIMIENTO
María José Domínguez-Cuesta, Pelayo González-Pumariega, Laura Rodríguez-Rodrígue1, José Cuervas-Mons, Jerymy Carrillo, Pablo Valenzuela, Daniel Ballesteros, Carlos López-Fernández, Luis Pando, Mónica Meléndez-Asensio y Montserrat Jiménez-Sánchez.....311

ON THE WAY TO HARMONISATION: COMPARISON OF OFFICIAL GEOMORPHOLOGICAL MAPPING LEGENDS OF SPAIN AND ITALY
Franceschi L., Bosino A., De Amicis M., Mancebo M., Robador A. y Rodríguez García A. 315

DEFORMACIONES SUPERFICIALES EN EL COMPLEJO HIDROELÉCTRICO PAUTE INTEGRAL MEDIANTE TÉCNICAS DInSAR
Daniela Paz-Barzola, Diego Capa-Sarango, Kenny Escobar-Segovia, Maurizio Mulas, Daniel Garcés, David Altamirano, Pedro Ramírez, José Cuervas-Mons, Jessica Robles y Pablo Guzmán.....319

LA IMPORTANCIA DE INTEGRAR GEOMORFOLOGÍA E InSAR PARA LA DETECCIÓN DE MOVIMIENTOS DE LADERA NO EVIDENTES EN EL PAISAJE
Cristina Reyes-Carmona, Jorge Pedro Galve, Rosa María Mateos y Roberto Tomás 323

NUEVOS EQUIPAMIENTOS Y APLICACIONES EN EL LABORATORIO DE DATACIÓN POR LUMINISCENCIA DE LA UNIVERSIDAD DE A CORUÑA
Jorge Sanjurjo-Sánchez.....327

RIESGOS GEOMORFOLÓGICOS

INESTABILIDADES DE LADERA EN LA RUTA DEL CARES (PARQUE NACIONAL PICOS DE EUROPA- ESPAÑA): UN INVENTARIO EN DESARROLLO
Pedro Almendros, Pablo Valenzuela, Eduardo García-Meléndez, María José Domínguez-Cuesta, Montserrat Ferrer-Juliá, Elena Colmenero-Hidalgo, Juncal A. Cruz, Indira Rodríguez e Inés Pereira 333

LA RIADA DE OCTUBRE DE 2024 EN VALENCIA EN EL MARCO DE LAS EVIDENCIAS HISTÓRICAS Y LAS PALEOINUNDACIONES
Gerardo Benito, Juan A. Ballesteros Cánovas, Tamir Grodek, Alberto Muñoz-Torrero, Hilal Okur, Alicia Medialdea, María J. Machado y Francesca Segura-Beltrán.....337

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS EN LA GUÍA METODOLÓGICA DE RECOMENDACIONES PARA LA REALIZACIÓN DE ESTUDIOS E INFORMES DE INUNDACIONES EN PROYECTOS DE VERTEDEROS
Andrés Díez Herrero, Miguel Llorente Isidro, Ana Lucía Vela, Rayco Marrero Díaz, Joaquín Mulas de la Peña, María Ángeles Perucha Atienza, Daniel Vázquez Tarrío, Mario Hernández Ruiz y Rosa María Mateos Ruiz...341

GEOMORFOLOGÍA EN EMERGENCIAS POR INUNDACIONES: EL GRUPO DE ASESORAMIENTO EN DESASTRES Y EMERGENCIAS (GADE-CSIC) EN LA RIADA POR LA DANA 2024 EN VALENCIA
Andrés Díez Herrero, Juan Antonio Ballesteros Cánovas, Gerardo Benito Ferrández, Víctor Castillo Sánchez, Julio López Gutiérrez, Ana Lucía Vela, Raúl Pérez López, María Ángeles Perucha Atienza, Eduard Puig Montellà, Daniel Vázquez Tarrío, Juan Carlos García López-Davalillo e Inés Galindo Jiménez.....345

CAMBIOS EN LA SUSCEPTIBILIDAD DE DESLIZAMIENTOS TRAS LA REFORMA DE LA CARRETERA ENTRE TORVIZCÓN Y CÁDIAR (GRANADA)
Paula Sofía Jerez-Longres, Jorge Pedro Galve, Massimiliano Bordoni, José Miguel Azañón, José Luis Pérez-García, José Miguel Gómez-López, Davide Notti y Francisco Lamas 349

SUSCEPTIBILIDAD DE ALUDES DE NIEVE EN LA TERMINACIÓN SUROCCIDENTAL DE LOS PICOS DE EUROPA
Mirella Ochoa-Álvarez, Benjamín González-Díaz, David Gallinar y Jesús Ruiz-Fernández.....353

RIESGO DE MOVIMIENTOS EN MASA RÁPIDOS EN LA SIERRA DE BEZA (PICOS DE EUROPA)
Mirella Ochoa-Álvarez, Benjamín González-Díaz, David Gallinar y Jesús Ruiz-Fernández.....357

PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO

ATRIBUTOS INTANGIBLES DEL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO. LOS PENEDOS DE GALICIA INTERIOR (OURENSE, NOROESTE DEL MACIZO IBÉRICO)
Elena De Uña-Álvarez, Mª Luz Rodríguez-Blanco y Miguel Ángel Álvarez-Vázquez.....363

EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO GLACIAR Y PERIGLACIAR EN EL SECTOR VALGRANDE PAJARES-BRAÑILLÍN (MONTAÑAS CANTÁBRICAS)
Fernando Fresnedo-Guillem, Benjamín González-Díaz, Mirella Ochoa-Álvarez y Jesús Ruiz-Fernández.....367

EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO DEL MACIZO DE PEÑA UBIÑA Y SUS LUGARES DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO
David Gallinar, Jesús Ruiz-Fernández, Cristina García-Hernández y Mirella Ochoa-Álvarez 371

PATRIMONIO GEOMOFORFOLÓGICO URBANO Y SU DIVULGACIÓN EN EL GEOPARQUE MUNDIAL UNESCO “VOLCANES DE CALATRAVA. CIUDAD REAL”: EL CASO DE CIUDAD REAL
Rafael Ubaldo Gosálvez Rey, Rafael Becerra-Ramírez, Estela Escobar Lahoz, Darío Guevara Copado y Elena González Cárdenas.....375

LAS FORMAS DEL RELIEVE EN EL VALLE DE RIOMOLINO (MONTAÑAS CANTÁBRICAS)
Benjamín González-Díaz y Jesús Ruiz-Fernández 379

DESCUBRIMIENTO DE NUEVAS GALERIAS EN LA CUEVA DE VALPORQUERO (LEÓN, ESPAÑA) Y ACTUALIZACIÓN DE DATOS ESPELEOMÉTRICOS
Pedro González López, Tania García Miranda, Juncal A. Cruz Martínez y Eduardo García-Meléndez 383

ENCRUCIJADAS DE LA GEOMORFOLOGÍA: ENTRE EL BARRO, EL PÍXEL Y EL COMPROMISO SOCIAL
Horacio García.....387

LA GEOMORFOLOGÍA COMO HERRAMIENTA DE INVESTIGACIÓN GEOARQUEOLÓGICA EN EL CAMPAMENTO ROMANO DE LA VÍA CARISA
Montserrat Jiménez-Sánchez, Laura Rodríguez-Rodríguez, Mª José Domínguez-Cuesta, Belén Naves, Pedro Farias, Gabriela Fernández-Viejo, Javier Olona, Daniel Ballesteros, Pablo Valenzuela y Saúl González-Lemos.....391

WATERFALL ACCIDENTS IN PENEDA-GERÊS NATIONAL PARK, PORTUGAL: INSIGHTS FROM NEWS REPORTS
Luísa Silva, Jorge Costa, Pedro Pinto Santos y Alberto Gomes 395

CARTOGRAFÍA DE UNIDADES AMBIENTALES HOMOGÉNEAS EN EL ENTORNO DE LA ERCINA (LEÓN)
Francisco Marcos Fernández, Pablo Valenzuela, Indira Rodríguez y Eduardo García-Meléndez.....399

EROSIÓN ANTRÓPICA EN ESPACIOS NATURALES DE ALTO VALOR. EL CASO DE LOS BUFONES DE PRÍA (ORIENTE DE ASTURIAS)
Laura Núñez de Con, Emma Montes-Canga y Jesús Ruiz-Fernández 403

ESTUDIO DE LA EROSIÓN ANTRÓPICA EN EL ÁREA DE LOS BUFONES DE PRÍA (ORIENTE DE ASTURIAS) A PARTIR DE LAS RUTAS DE LA APLICACIÓN WIKILOC
Emma Montes-Canga, Laura Núñez de Con, Augusto Pérez-Alberti y Jesús Ruiz-Fernández 407

LAS FORMAS DEL RELIEVE EN EL ÁREA DEL PRECORNIÓN (PARQUE NACIONAL DE LOS PICOS DE EUROPA)
Mirella Ochoa-Álvarez, Benjamín González-Díaz, Cristina García-Hernández, Fernando Fresnedo-Guillem y Jesús Ruiz-Fernández.....411

MONITORIZACIÓN DE LOS EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LAS MESOFORMAS PERIGLACIARES DEL LLANO DE MAJA: APLICACIÓN A LA GESTIÓN DEL PATRIMONIO GEOLÓGICO (P.N. DEL TEIDE, TENERIFE)
M. Carmen Romero Ruiz, Esther Martín González, Andrés Díez-Herrero, Pablo Lucas Mayer Suárez, Marta González Roquero y Juana Vegas.....415

MODELADO Y PAISAJE GRANÍTICO EN EL CASTRO DE ULACA (ÁVILA, ESPAÑA): UNA ESTRECHA RELACIÓN ENTRE EL PATRIMONIO NATURAL Y CULTURAL
Rosa María Ruiz Pedrosa y Enrique Serrano 419

DESIERTO DE TABERNAS O DESIERTO DE ALMERIA. DE LIG A POSIBLE GEOPARQUE. EVALUACIÓN GEOTURÍSTICA
Albert Solé Benet, Adolfo Calvo Cases, Roberto Lázaro Suau, Yolanda Cantón Castilla, Adela Giménez Viola y José G. López Segura.....423

DIDÁCTICA DE LA GEOMORFOLOGÍA

EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO DE LA ALTA MONTAÑA CANTÁBRICA INTERPRETADO EN UN ITINERARIO POR EL MACIZO DE PEÑA UBIÑA
David Gallinar, Benjamín González-Díaz, Aida Iglesias-Romero y Jesús Ruiz-Fernández.....429

SIMULANDO LA DISOLUCIÓN KÁRSTICA EN EL AULA DE EDUCACIÓN PRIMARIA
Sara Gómez Melgarejo y Daniel Ballesteros 433

PROPUESTA DE GEORRUTA EN EL GEOPARQUE MUNDIAL DE LA UNESCO MONTAÑAS DO COUREL
Benjamín González-Díaz, Jesús Ruiz-Fernández y Augusto Pérez-Alberti.....437

EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO DE LA VERTIENTE ASTURIANA DEL PUERTO DE VENTANA: UNA PROPUESTA DE GEORRUTA
Benjamín González-Díaz, Jesús Ruiz-Fernández, David Gallinar, Fernando Fresnedo-Guillem y Mirella Ochoa-Álvarez.....441

ITINERARIO GEOGRÁFICO POR EL ALTO PIGÜEÑA (SOMIEDO, ASTURIAS): UN ENCLAVE GEOMORFOLÓGICO SINGULAR EN LA ALTA MONTAÑA CANTÁBRICA
Aida Iglesias-Romero y David Gallinar.....445

LABORATORIO FLUVIAL: IMPLEMENTACIÓN DE UN TALLER DE HIDROLOGÍA SUPERFICIAL APLICADA EN EL GRADO DE RECURSOS HÍDRICOS
Tatiana Izquierdo, Lucía Calvo, Raquel Cerezo Mayoral, Alberto Jiménez y Manuel Abad 449

PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO COMO RECURSO DIDÁCTICO: UNA EXPERIENCIA EN EL ESPELEOPARQUE DA MARINA (LUGO, GALICIA)
Mª Luz Rodríguez-Blanco, Marcos Vaqueiro Rodríguez, Miguel Ángel Álvarez-Vázquez y Elena de Uña Álvarez.....453

EL MARTILLO DE SCHMIDT COMO INSTRUMENTO DIDÁCTICO PARA LA ENSEÑANZA DE LA GEOMORFOLOGÍA (I): TIPOS, CONSIDERACIONES MÉTODOLÓGICAS Y FUNCIONAMIENTO BÁSICO
Jesús Ruiz-Fernández y Cristina García-Hernández.....457

EL MARTILLO DE SCHMIDT COMO INSTRUMENTO DIDÁCTICO PARA LA ENSEÑANZA DE LA GEOMORFOLOGÍA (II): PROPUESTA DE CUATRO APLICACIONES PRÁCTICAS DE CAMPO Y LABORATORIO
Jesús Ruiz-Fernández y Cristina García-Hernández.....461

GEOMORFOLOGÍA PLANETARIA

PROCESOS DE REPTACIÓN EN LAS LADERAS DEL FLANCO NOROESTE DEL VOLCÁN HECATES THOLUS DE MARTE
Miguel Ángel de Pablo 467

GRID-MAPPING ASISTIDO EN QGIS: UNA SOLUCIÓN INTEGRADA PARA CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA Y MACHINE LEARNING
Rafael A. Giron y Miguel Ángel de Pablo 471

CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE REDES DE DRENAJE EN TERRA CIMMERIA: IMPLICACIONES PALEOHIDROLÓGICAS EN LA TRANSICIÓN HACIA NEPENTHES MENSAE
Cristina Luna y Miguel Ángel de Pablo.....475

RECONSTRUCCIÓN DE LA TOPOGRAFÍA PREVIA A LA FORMACIÓN DEL SISTEMA DELTA-ABANICO DE COPRATES-CATENA (MARTE): UN ENFOQUE METODOLÓGICO
Antonio Molina, Isabel Herreros, Miguel Ángel de Pablo, Teresa Martínez-Pérez, Eloisa Sintes, Agnese Caramanico, David Pascual, Carmen Haukes, Belén Gómez y María Reboredo-Prado.....479

PRESENTACIÓN

Las presentes actas recogen las aportaciones científicas presentadas en la XVII Reunión Nacional de Geomorfología "Avances de la Geomorfología española en 2023-2025". Estas reuniones, auspiciadas por la Sociedad Española de Geomorfología (SEG), se iniciaron en el año 1990, con la reunión de Teruel, y desde entonces se han repetido con frecuencia bianual, solamente interrumpida en algunas circunstancias excepcionales. Han pasado 35 años desde esta primera reunión y el mundo y, por ende, la ciencia, han cambiado mucho. En 1990 internet empezaba a existir y desde entonces se han producido avances importantísimos. Los científicos y científicas de todas las disciplinas trabajamos y nos reunimos *online* con colegas de todo el mundo y tenemos acceso inmediato a grandes cantidades de información. Pero, sin menospreciar estos avances, creemos que las reuniones presenciales también son importantes, intercambiando experiencias de trabajo y también personales. Creemos que es muy bueno 'vernos las caras', al menos, una vez cada dos años. Afortunadamente, se siguen incorporando jóvenes investigadores e investigadoras a la SEG y esperamos que esta tendencia se mantenga y nos sigamos reuniendo.

La XVII Reunión Nacional de Geomorfología ha contado con más de un centenar de participantes provenientes de universidades y centros de investigación españoles y también de otros países. En esta edición queremos destacar la participación de un buen número de geomorfólogos/as de Portugal en relación con la invitación realizada desde la organización a la Associação Portuguesa de Geomorfólogos, manteniendo, además, la misma cuota reducida de inscripción que para los miembros de la propia SEG o, como se viene haciendo habitualmente, de los miembros de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA). Fruto de ello, la acogida de nuestro congreso entre los colegas del país vecino ha sido muy buena. Esperemos que la creciente colaboración entre ambas sociedades científicas vinculadas con la Geomorfología anime a ambas partes a organizar conjuntamente en los próximos años las primeras reuniones ibéricas.

En total, en esta edición se han presentado 109 comunicaciones, agrupadas en diez sesiones: Geomorfología estructural y litológica; Geomorfología glaciar y periglaciar; Geomorfología fluvial; Procesos de ladera y erosión del suelo; Procesos litorales y eólicos; Métodos y técnicas en Geomorfología; Riesgos geomorfológicos; Patrimonio geomorfológico; Didáctica de la Geomorfología; Geomorfología planetaria.

Estas comunicaciones y las presentaciones realizadas a lo largo de la reunión suponen una síntesis y puesta al día de los avances recientes de la Geomorfología, con aportaciones científicas que nos ayudan a comprender la dinámica de nuestro planeta, a aplicar criterios científicos en la gestión del territorio o a desarrollar estrategias de mitigación frente a los riesgos geológicos externos. También queremos destacar la importancia que se ha dado en esta reunión a la divulgación de la Geomorfología, incluyendo dos sesiones específicas, una de didáctica y otra de patrimonio. Creemos que acercar la ciencia a la sociedad es uno de los cometidos que debemos abordar desde las organizaciones científicas como la SEG y desde los centros de investigación.

Por primera vez se celebra esta reunión en Asturias, y para ello hemos contado con el apoyo de la Universidad de Oviedo a través de los departamentos de Geografía y Geología, y de centros como el Centro de Cooperación y Desarrollo Territorial de la Universidad de Oviedo (CeCodet) y el Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio de la Universidad de Oviedo (INDUROT). Como coordinadores de la reunión queremos expresar nuestro agradecimiento a estas instituciones, así como a los miembros del Comité Organizador y del Comité Científico. También a la Facultad de Geología y su equipo decanal que nos han brindado la sede de la reunión y un apoyo total en la organización de este evento.

Muchas gracias a todos ellos y a todos los que con vuestra presencia y contribuciones científicas habéis hecho posible este encuentro. Como decíamos al principio, esperamos que estas reuniones se mantengan vivas muchos años.

Jesús Ruiz Fernández y Rosana Menéndez Duarte,
Coordinadores de la XVII Reunión Nacional de Geomorfología.

Conferencias plenarias



Playa de bloques (*coidos*) sobre sustrato granítico en Oia (Pontevedra).
Fotografía de Augusto Pérez Alberti.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 23-25. ISBN: 978-84-10345-81-2

UNA REFLEXIÓN SOBRE LA GESTIÓN DE NUESTROS RÍOS

A reflection on the management of our rivers

Jorge Marquínez García[1]

1. Catedrático emérito honorífico de Geodinámica externa.
Coordinador Hub de Recursos Naturales y Materias Primas. Edificio de investigación 2ª, Campus Universitario de Mieres, Universidad de Oviedo. marquinez@uniovi.es

En los últimos 75 años se han producido cambios sociales extraordinarios en todo el mundo, acompañados por una profunda alteración del territorio impulsada por el exponencial incremento de la población, la disponibilidad de maquinaria e ingeniería de gran capacidad y una poderosa motivación para alcanzar altas cotas de bienestar y desarrollo social.

La gestión del agua, especialmente en un país relativamente árido como España, en fuerte crecimiento y desarrollo de la producción agraria, impulsó cuantiosas obras de regulación y la explotación de los ríos, fuentes principales de agua dulce, a la vez que su transformación para mitigar los daños por avenidas en un periodo de fuerte y desordenado crecimiento urbano.

Todo este contexto, guiado por criterios ingenieriles, ajenos a la dinámica natural y al papel esencial de los ríos en el medio natural y a sus variados servicios a la sociedad, dio lugar a una degradación de estos sistemas y de los valiosos servicios ecosistémicos que prestan.

Conviene ilustrar con algunas cifras estas reflexiones para superar un mero discurso de principios generales, fundamentar un análisis más creíble sobre el alcance de las transformaciones llevadas a cabo y justificar así la acuciante necesidad de una ruptura con los que podemos tildar de "viejos criterios de gestión".

La ingente puesta en regadío de mucha superficie agraria, el impulso a la generación hidroeléctrica y las necesidades de garantía de abastecimiento han llevado a la construcción de 3.643 presas, la mayor parte en estos 75 años de referencia; se han podido inventariar 19.057 de azudes y otros obstáculos transversales, además de numerosas obras de derivación y cobertura u otras modificaciones del lecho fluvial a lo largo de unos 7.800 Km de cauces.

Debe tenerse en cuenta que estos datos, extraídos del "Geoportal" del Gobierno de España (https: //sig.mapama.gob.es/geoportal/) se refieren especialmente a las cuencas intercomunitarias, y no se han podido incluir muchas veces estadísticas de las cuencas internas gallegas, andaluzas, vascas, catalanas o de nuestras islas. Los datos reales en total serán aún mayores.

De acuerdo con el inventario desarrollado para el Atlas de barreras, primer inventario paneuropeo de obstáculos, España con 171.203 obstáculos transversales es el tercer país europeo con más obstáculos tras Alemania y Suiza.

En paralelo, los frecuentes dragados de sedimento y la notable construcción de estructuras longitudinales, alcanzando una extensión de al menos 14.603 Km, han supuesto la canalización total o parcial de los cauces afectados, un 15% de los cauces estudiados en los inventarios oficiales. Estas obras implican una importante restricción del área inundable e incluso la reducción drástica del Dominio Público Hidráulico, tal y como se define en nuestra normativa.

Si estos hechos suponen en sí mismos una pérdida de espacio público y una alteración notable de la dinámica natural de estos sistemas, aún debe añadirse el problema de que, una vez canalizado un cauce, la sensación de total seguridad (a menudo injustificada) y la presión urbana, impulsaron la edificación de extensísimas zonas inundables, dando lugar a un modelo de urbanización muy inseguro y de difícil reconversión.

Los criterios para la realización de muchas de estas obras deben ponerse en cuestión muy críticamente, por responder de modo directo y acientífico a una demanda de agua o de desarrollo del territorio fluvial sin realizar otras consideraciones sobre el resultado de la alteración de estos sistemas ni tener en cuenta su dinámica natural, que convirtió incluso muchas de estas obras en ineficientes, con frecuencia, para el fin que se diseñaban.

El resultado puede cifrarse en muchísima superficie de dominio público privatizada, una

alteración profunda en la dinámica natural de los ríos, con encajamientos significativos, alteraciones hidrológicas en las llanuras aluviales y destrucción de la vegetación de ribera, interrupción del tránsito de carga y los consiguientes fenómenos de regresión en los sedimentos costeros asociados y un notable incremento del riesgo por avenidas, entre otros problemas.

En paralelo, las insostenibles extracciones de agua y la importante explotación de los acuíferos subterráneos junto a la transformación para uso agrícola de algunos importantes humedales, ha generado una extendida desecación de muchos de estos espacios en gran parte del territorio nacional: Tablas de Daimiel, Parque Nacional de Doñana, lagunas manchegas, Laguna de Antela, Laguna de la Janda, Mar de Campos y Lagunas de la Nava de Fuentes y de Boada…

En fin, algunos de los principales humedales costeros han sido igualmente degradados por las afecciones a los sistemas fluviales asociados junto a las presiones por la contaminación vinculada a la agricultura y los desarrollos urbanos: Delta del Ebro, Albufera de Valencia, Mar Menor…

Hasta aquí llega un relato negativo, realmente preocupante, que deriva de la entendible demanda de distintos sectores (agricultura, desarrollo urbano…), acompañado por una gestión de lo público clientelar y orientada técnicamente haciendo omisión a la comprensión de la dinámica de los sistemas fluviales y de las diversas repercusiones de las actuaciones en el equilibrio natural y en los variados servicios ecosistémicos que prestan los ríos a la sociedad.

Si bien se esbozan algunos cambios con anterioridad, es con la entrada del nuevo siglo que comienza a producirse una reacción de las administraciones para reorientar estas tendencias.

Sin duda, un hito significativo es la aprobación de la Directiva Marco del Agua en el año 2000, que propugna la consecución del "buen estado", teniendo en cuenta la contaminación y el estado biológico, para las masas de agua terrestres y costeras europeas. La directiva introduce también el concepto de "hidromorfología", con el que se pretende integrar el régimen hidrológico y la morfología, condicionando la calidad "muy buena" de una masa de agua a la buena condición de este apartado.

La aplicación de esta directiva, a través de los Planes Hidrológicos de Cuenca, ha supuesto un avance importante en el análisis y una mejora notable en los criterios utilizados para el estudio de las masas de agua y la definición de las actuaciones a acometer.

En 2006 se aprueba la Estrategia Nacional de Restauración de Ríos, con el objetivo de restaurar la funcionalidad geomorfológica y ecológica de los ríos, promoviendo actuaciones basadas en el conocimiento hidromorfológico y ecológico y apoyando el uso de criterios de naturalidad, conectividad y dinámica fluvial.

Sin la pretensión de ser exhaustivo en la identificación de normas que reorientan la gestión en una dirección más correcta, debe citarse la modificación del Real Decreto de Dominio público hidráulico (R.D. 9/2008, de 11 de enero) que aporta una nueva definición del dominio público hidráulico (DPH) incorporando la geomorfología, a la vez que se introduce el concepto de DPH cartográfico y la Vía de Flujo Preferente, conceptos de extraordinaria utilidad para la mejora de la gestión.

En este importante decreto se crea también el Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables, asumiendo por primera vez la administración la obligatoriedad de zonificar el espacio fluvial y costero, adelantándose así al cumplimiento de la Directiva de Evaluación y gestión de los riesgos de inundación, traspuesta a la normativa española en 2010.

La nueva modificación del RD de dominio público hidráulico (R.D. 638/2016, de 9 de diciembre) consolida estos planteamientos y refuerza su validez, impidiendo por ejemplo la edificación en la Zona de Flujo Preferente.

Otras estrategias, como la Estrategia Nacional de Infraestructura Verde y de la Conectividad y Restauración Ecológica (2021) promueven la restauración de procesos geomorfológicos naturales y la aplicación de soluciones basadas en la naturaleza para favorecer el importante papel de corredores biológicos de los ríos y costas. Una nueva modificación del Real Decreto de dominio público (R.D. 665/2023 de 18 de julio) consolida y detalla orientaciones y restricciones de usos para el dominio público, vía de Flujo preferente y para la zona de policía en general, confirmando el cambio deseable en la orientación de la gestión junto a un impulso a la digitalización y la agilización de procesos administrativos.

Varias comunidades autónomas han incluido en sus normas de ordenación del territorio y gestión ambiental la zonificación en función de riesgo geomorfológico (erosión, deslizamientos,

retroceso litoral…) acercando la consideración de la dinámica fluvial en algunas normas, especialmente las referidas al uso del suelo.

En 2023 el Consejo de Ministros informa una nueva versión de la Estrategia Nacional de Restauración de Ríos, que propugna la restauración de 3.000 Km de ríos para 2030 e introduce el concepto de "Corredor Fluvial", definiéndolo como un espacio que debe incorporar a la Zona de Flujo Preferente y las riberas bien conservadas, planteando que sea preferentemente ese espacio el objetivo de los proyectos de restauración fluvial.

Ya son cerca de 1.000 las barreras transversales eliminadas hasta el momento y 571 las habilitadas para el paso de los peces, favoreciéndose así la reconexión longitudinal de más de 6.600 km de cauces.

En 2024 se elabora la Guía de gestión integral de los sedimentos, que constituye la versión española de la guía Nº 24 del ECI "Integrated Sediment Management. Guidelines and good practices in the context of Water Framework Directive" (CE, 2022), adaptada a la situación de los ríos españoles. Se expresa así la preocupación y la atención al transporte de carga, incorporándose una perspectiva poco o nada tratada en la normativa y actuaciones de las administraciones en relación con la carga sólida y su importante función en la dinámica fluvial y costera.

Finalmente, citaré al recientemente aprobado Reglamento Europeo de Restauración de la Naturaleza que, aun refiriéndose genéricamente a todos los tipos de hábitats, su propuesta de restaurar el 20% de las zonas terrestres y marítimas degradas para 2030, el 60% para 2040 y la totalidad para 2050, conlleva una notable ambición y debe repercutir muy favorablemente en la recuperación de la funcionalidad de los ríos. En este sentido, el reglamento marca el objetivo de restaurar y reconectar 25.000 Km de ríos en Europa para el final de esta década.

Este conjunto de normas y documentos de las administraciones que se citan, muestran la importancia de los cambios en los criterios y estrategias de gestión, desde una perspectiva simplista, apoyada habitualmente en soluciones estructurales y plagada de repercusiones negativas para el medio ambiente y el interés común, a una nueva orientación más prudente y atenta a la dinámica natural de los ríos y sus variadas funciones.

En estos cambios, la dinámica de los sistemas y la perspectiva geomorfológica adopta un papel crucial para la gestión. No es aconsejable intervenir en un río sin tener en cuenta su equilibrio y su dinámica y las repercusiones que pueden derivar de cada intervención.

Esto conlleva la acuciante necesidad de implicarse desde el mundo académico e investigador en el desarrollo de criterios que mejoren la comprensión de estas dinámicas e incorporar este conocimiento a los cuerpos técnicos de las administraciones.

Los programas públicos de apoyo a la investigación deberían atender esos campos como una prioridad y los planes de estudio de los grados e ingenierías correspondientes deberían también ser reforzados en este sentido.

Es preciso tener finalmente en cuenta que existe una marcada preferencia de la opinión pública, especialmente en la población ribereña, por las medidas estructurales, que liberan el uso del espacio inundable para la edificación y trasladan a las administraciones la responsabilidad de aportar soluciones rápidas ante los daños recurrentes.

También se generaliza irreflexivamente la demanda de dragados o retirada de la vegetación de ribera ("limpieza de cauces") como respuesta a los eventos de inundación de las llanuras, convirtiéndose la ausencia de estas limpiezas, a criterio de gran parte de la población, como la causante de los daños.

Las medidas de adaptación que impliquen cualquier retroceso en la urbanización de las zonas inundables o incluso la retirada de azudes u otros obstáculos en la conectividad fluvial encuentran también frecuente oposición en la población ribereña.

Todas estas creencias, muy arraigadas, aconsejan la realización de un esfuerzo de comunicación que facilite el entendimiento de nuevos criterios de gestión más compatibles con las nuevas orientaciones. En esta tarea, los ámbitos científicos y académicos deberían jugar un papel importante.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 26-29. ISBN: 978-84-10345-81-2

LA DIALÉCTICA DE LA COSTA GALLEGA

The dialectic of the Galician coast

Augusto Pérez-Alberti[1]

1. Departamento de Edafoloxía e Química Agrícola. Facultade de Bioloxía. Campus Universitario Sur. 15783 Santiago de Compostela. xepalber@gmail.com

Abstract: The north-western coastline of the Iberian Peninsula is an environment shaped by a complex combination of geological, geomorphological, climatic, oceanographic and anthropogenic factors. From the Cenozoic to the Holocene, the coasts have undergone profound transformations that are reflected in polygenic forms and in the current systems of beaches, dunes, estuaries, cliffs and coastal platforms.In general, the need to carry out integrated studies before implementing any action on the coast is widely accepted. However, beyond talking about its importance, reality, or rather the results of many actions carried out, show that there is a lot of theory but little practice. It therefore seems essential to reflect on the importance that structural and lithological control, environmental changes and, consequently, their legacies have had or continue to have in their evolution and dynamics, without forgetting the role of anthropogenic modifications in the river network and on the coast, as well as analyzing the coast from a systemic perspective in which any change in any of its constituent elements generates others at a global level.

Palabras clave: tectónica, herencias sedimentarias, dinámica costera, dinámica antrópica, Galicia.
Keywords: tectonics, sedimentary heritage, coastal dynamics, anthropogenic dynamics, Galicia.

1. LA DIVERSIDAD DE LAS COSTAS DEL NOROESTE IBÉRICO

Las costas del Noroeste ibérico presentan una diversidad geomorfológica notablemente compleja que las convierte en un laboratorio natural privilegiado para el estudio de los procesos costeros y la evolución a lo largo del tiempo. Esta heterogeneidad se manifiesta en la coexistencia tanto en los sectores abiertos al mar como en el interior de las rías, de acantilados y plataformas, playas y dunas, así como sistemas lagunares en diferente fase de retroceso o colmatación (Pérez-Alberti, 2022). Esta configuración no es aleatoria, sino que responde a la interacción multiescalar entre la litología, la estructura geológica,la dinámica marina ylos procesos climáticos pretéritos y actuales.

Desde el punto de vista litológico en costa de Galicia encontramos rocas graníticas ymetamórficas, así como rocas básica y ultrabásicas cuyos diferentes grados de resistencia a la erosión explican la diversidad de respuestas topográficas. Por otra parte, los materiales se encuentran intensamente fracturados, configurando un mosaico estructural complejo. A ello hay que sumar que, a nivel de diseño costero, la alternancia de sectores protegidos y expuestos genera una gran variedad de ambientes morfodinámicos que modulan la acumulación, redistribución y erosión de sedimentos.

El régimen de oleaje, dominado por una exposición atlántica con direcciones dominantes del Noroeste, Oeste y Suroeste, y un rango mesomareal (2,5–4 m) confieren una elevada energía al sistema costero, con efectos evidentes en la dinámica sedimentaria y erosiva. No se `puede olvidar que estamos en las costas más energéticas de la Península Ibérica con lugares en los que, en momentos de temporal, las olas superan los 12 m.

2. EL CONTROL ESTRUCTURAL Y LITOLÓGICO DE LA COSTA

El control estructural es probablemente el factor más determinante en la organización espacial del litoral del Noroeste ibérico. La orogenia alpina ha reactivado las antiguas estructuras hercínicas preexistentes, generando un entramado de fallas con direcciones dominantes NE-SO, NNE-SSO y NO-SE que actúan como corredores transpresivos intraplacas responsables de la generación de bloques elevados y cuencas alargadas hundidas (De Vicente y Vegas, 2009).

alguna de las cuales han sido invadidas por el mar, conformando rías como la de Arousa (Pérez-Alberti, 2021).

Por otra parte, la diversidad topográfica, litológica y tectónica ha condicionado la orientación de muchos valles o la localización de estuarios, así como la presencia de plataformas rocosas y de escarpes activos. En el caso de las Rías Baixas es visible la relación directa entre la disposición de fallas con componente de desgarre y la apertura de depresiones costeras como la meridiana. Por otra parte, en distintos sectores de la costa aparecen formas controladas por la interacción de fallas con distinto sentido de desplazamiento, generando una compleja red de fracturas que favorecieron la meteorización diferencial y la formación de acantilados y plataformas. Este hecho explica la génesis de formas sigmoides visibles en muchos lugares (Pérez Alberti y Gomes, 2009).

Por otra parte, el substrato no solo actúa como base estructural, sino que condiciona también la respuesta morfodinámica frente a la acción marina. La diferente resistencia de los materiales a la abrasión o a la meteorización química o mecánica permite explicar, por ejemplo, las diferencias en la anchura y regularidad de las plataformas (Gómez Pazo *et al*. 2021), así como la velocidad de retroceso de los acantilados.

3. LA IMPORTANCIA DE LAS HERENCIAS

El carácter poligénico de las formas litorales gallegas es también consecuencia de la interacción entre niveles del mar cambiantes y fases de estabilidad climática relativa. Las plataformas costeras formadas durante el último interglaciar (MIS 5e), hoy parcialmente fosilizadas, han sido reactivadas o remodeladas por la dinámica holocena (Costa Casais, 2001). Durante el último interglaciar (Eemiense, MIS 5e, ~130–115 ka), el nivel del mar fue unos 4-5 m superior al actual, lo que permitió el desarrollo de plataformas costeras y playas/dunas fósiles, algunas de las cuales quedaron fosilizadas durante el último ciclo glacial por depósitos de origen frío (Pérez Alberti *et al*. 2018).

La morfología litoral actual no se puede comprender sin considerar el legado glaciar y crionival que, aunque no siempre evidente a simple vista, ha dejado una impronta fundamental sobre la organización de los sistemas costeros. La presencia de depósitos glaciares, nivales o periglaciares con facies bien diferenciadas, identificadas en diferentes lugares, evidencia la acción combinada de fragmentación, solifluxión, avalanchas o flujos de derrubios. Estas unidades sedimentarias, compuestas por bloques angulosos de tamaño heterométrico embutidos en matrices más finas, orgánicas en algunos casos, han sido objeto de múltiples estudios que constatan su génesis en un marco climático frío situados, por lo menos, entre los 40.000 y los 11.000 BP (Pérez-Alberti *et al*., 1998a, Trenhaile *et al*. 1999).

Las investigaciones realizadas, por ejemplo, en la Serra da Capelada, en las rías de Muros e Noia y en la costa sur, que se alarga desde el Cabo Silleiro y A Guarda, demuestran con claridad la impronta de procesos fríos en la génesis de los depósitos costeros. Estos, mayoritariamente crionivales, pero también glaciares, como en el caso de la Capelada (Pérez Alberti, 2023), se caracterizan por asociaciones de facies complejas que reflejan una interacción entre condiciones generales frías y factores locales como la orientación del relieve, la altitud o la proximidad a la línea de costa (Pértez Alberti, *et al*., 1998b; Costa Casais, 2001; Costa Casais *et al*., 2008). En Muxía, por ejemplo, (Pérez Alberti et. al. 2009) los depósitos se localizan en pequeñas ensenadas al pie de acantilados, formados por bloques graníticos de hasta 150 cm embutidos en matrices ricas en materia orgánica, intercalados con niveles de gravas estratificadas paralelamente a la ladera. En Caamaño (Trenhaile *et al*. 1999; Costa Casais, 2001) se identifican secuencias estratificadas que alcanzan hasta 8 metros de espesor, con evidencias de movimientos de ladera y flujos de derrubios relacionados con ambientes nivales o con fusión nival estacional.

Estos depósitos, que a menudo fosilizan playas cementadas, indican momentos de estabilidad climática relativa seguidos por fases de recrudecimiento climático. Las dataciones radiocarbónicas realizadas en Caamaño, San Xián e Oia sitúan estos eventos en dos fases principales: una entre 40.000–30.000 BP y otra posterior al 20.000 BP (Costa Casis, 2001), correspondiente al máximo glacial. NEMEC. La clasificación geomorfológica reciente del litoral gallego, basada en unidades topográficas litorales (UTL), muestra que las zonas de mayor concentración de herencias frías coinciden con sectores protegidos, orientados preferentemente al norte o noreste, con morfologías cóncavas y presencia de rellenos coluviales (Pérez-Alberti, 2022).

El carácter paraglaciar del actual sistema costero se basa en la disponibilidad sedimentaria procedente del desmantelamiento de depósitos fríos pleistocenos. Esta disponibilidad ha ido decreciendo progresivamente desde el Máximo Flandriense (6.000–5.000 BP), al agotarse los depósitos más ricos en facies finas, lo que ha provocado un cambio en la dinámica litoral hacia un predominio de la erosión costera (Blanco-Chao *et al*. 2002, 2003).

4. LAS PLAYAS DE BLOQUES (*COIDOS*) COMO RESULTADO DE LA INTERACCIÓN DE FACTORES Y PROCESOS

A respeto de lo anterior hay que reseñar la existencia de playas de bloques, los llamados *coidos* en Galicia. Se trata de acumulaciones de material clástico grueso, compuesto principalmente por cantos rodados, depositado sobre plataformas costeras o al pie de los acantilados. Estos clastos pueden proceder de la erosión de acantilados cercanos, de la desintegración de plataformas costeras o de la reelaboración de depósitos más antiguos (Pérez-Alberti y Trenhaile, 2014). Suelen formarse en ambientes de oleaje de alta energía, particularmente en costas graníticas, y pueden cubrir zonas intermareales y supra-mareales. A lo largo de la costa gallega se identifican dos tipos principales de playas de cantos rodados:

(i) Playas de cantos rodados activas con actividad morfodinámica y frecuente movimiento de clastos, como en Oia y Laxe Brava;

(ii) Acumulaciones de cantos rodados inactivas o relictas, a menudo elevadas por encima de los niveles actuales de marea alta, con superficies meteorizadas y cubiertas de líquenes, indicativas de una movilidad limitada o nula reciente (Blanco-Chao *et al*., 2007; Pérez-Alberti *et al*., 2015).

La movilidad de los cantos rodados varía significativamente en función de las condiciones del lugar y de la intensidad de las tormentas. A lo largo de dos inviernos, la movilidad de los cantos rodados aumentó del 17,5% al 47,8% en Laxe Brava y del 53,0% al 87,6% en Oia, lo que indica un transporte sustancial en condiciones energéticas (Pérez-Alberti y Trenhaile, 2015). Los clastos se movieron tanto en dirección orilla-norma como a lo largo de la costa, registrándose movilidad hasta varios metros por encima del nivel de marea alta.

5. MODIFICACIONES ANTRÓPICAS Y DINÁMICAS COSTERAS

Es evidente que la actividad humana ha impactado en la dinámica y configuración del litoral desde hace siglos. Sin embargo, ha sido en el siglo veinte cuando su importancia ha sido mayor. En el caso de Galicia dos han sido las actuaciones que han afectado de manera drástica: la construcción de embalses en la mayor parte de los ríos gallegos y de puertos. En el primer caso las presas han detenido el aporte sedimentario; en el segundo su construcción a modificado las derivas sedimentarias cuando no la han detenido.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Blanco-Chao, R., Costa, M., Martínez, A., Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A.S. (2003). Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 757–775.

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M., Pérez-Alberti, A. (2002). Holocene evolution on Galician coast: an example of paraglacial dynamics. *Quaternary International*, 93, 149–159.

Blanco-Chao, R., Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A.S., Costa-Casais, M., Valcárcel-Díaz, M. (2007). Shore platform abrasion in a para-periglacial environment, Galicia, northwestern Spain. *Geomorphology,* 83, 136–151.

Costa-Casais M. (2001). *Análise sedimentaria e reconstrucción paleoambiental da costa Atlántica de Galicia*. PhD thesis, Universidade de Santiago, Spain.

Costa-Casais, M., Blanco-Chao, R., Martínez-Cortizas, A., Pérez-Alberti, A. (2008). Los episodios Heinrich en la costa de Galicia. *Territoris*, 7, 39–53.

De Vicente, G., Vegas, R. (2009). Intraplate stresses and post-Paleozoic faulting in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 474, 124–143.

Gómez-Pazo, A., Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A. (2021). High resolution mapping and analysis of shore platform morphology in Galicia, northwestern Spain. *Marine Geology*, 436, 106471.

Pérez-Alberti, A. (2021). Sobre el origen de las rías gallegas: viejas teorías y nuevas reflexiones. In L. Gómez-Pujol et al. (Eds.), *De la terra a la mar i de la mar a la terra*. SHNB, 149–164.

Pérez-Alberti, A. (2022). Propuesta metodológica para la caracterización y tipificación de las costas españolas. Aplicación a las costas de Galicia. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 48(2), 269–291.

Pérez-Alberti, A. (2023). El patrimonio de origen glaciar de la Serra da Capelada (Geoparque mundial de la Unesco Cabo Ortegal, Galicia, Península Ibérica). *Cuaternario y Geomorfología*, 37 (3-4), 77–101.

Pérez-Alberti, A. Gomes, A., López Bedoya, J. (2009). The Structural Control on the Dynamics of Coastal Granite (NW of the Iberian Peninsula), *7th International Conference on Geomorphology* (ANZIAG). Melbourne.

Pérez-Alberti, A., Costa-Casais, M., Blanco-Chao, R., (1998a). L'importance des processes d'origine froide sur la cote Atlantique de la Galice (nord-ouest de la peninsule Iberique). Environnements Périglaciaires. *Bulletin de l'Association Française du Périglaciaire*, 5, 21–32.

Pérez-Alberti, A., Costa-Casais, M., Blanco-Chao, R. (1998b). Formas litorales heredadas en costas rocosas de Galicia. *Investigaciones recientes de la geomorfología española*, 333–340.

Pérez-Alberti, A., Cunha, P.P., Pérez, X.O. (2018). La terraza costera de Sanxenxo: un registro sedimentario del MIS 5 a MIS 2, en la Ría de Pontevedra (NO de la Península Ibérica). En: *Proceedings of the IX Symposium on the Iberian Atlantic Margin*, Coimbra, 4–7.

Pérez-Alberti, A., Pires, A., Freitas, L., Chaminé, H. (2013). Shoreline change mapping along the coast of Galicia, Spain. *Maritime Engineering*, 166 (3), 125–144.

Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A.S. (2014). An initial evaluation of drone-based monitoring of boulder beaches in Galicia, north-western Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40 (1), 105–111.

Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A.S. (2015). Clast mobility within boulder beaches over two winters in Galicia, northwestern Spain. *Geomorphology*, 248, 411–426. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.08.001

Trenhaile, A.S., Pérez-Alberti, A., Martínez-Cortizas, A., Costa-Casais, M., Blanco-Chao, R. (1999). Rock coast inheritance: an example from Galicia, NW Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24 (7), 605–621.

Geomorfología estructural y litológica



Los Cuernos del Paine (2600 m de altitud en el Cuerno Principal), forman parte de un lacolito granítico mioceno que intruye a rocas sedimentarias marinas de edad cretácica.
Fotografía de Jesús Ruiz Fernández.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 33-35. ISBN: 978-84-10345-81-2

FALLAS CUATERNARIAS Y ENCAJAMIENTO FLUVIAL EN EL SUR DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA: LA CUEVA DE LLAMAZARES (LEÓN)

Quaternary faults and fluvial incision in the south of the Cantabrian Mountains: the Llamazares cave (León)

Daniel Ballesteros[1], Carlos Pérez-Mejías[2], Manuel I. de Paz[3], Juncal Cruz[4], Marcos Moreno-Sánchez[5], Darío Fidalgo[6], Hai Cheng[2], y Esperanza Fernández-Martínez[4]

1. Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria. Avda. de los Castros s/n, 39005, Santander, España. ballesterosd@unican.es
2. Institute of Global Environmental Change, Xi'an Jiaotong University. 710049 Xi'an, China.
3. IES Europa, C/ Ramón González Alegre, 2, 24403, Ponferrada, España.
4. Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León. Campus de Vegazana s/n, 24071 León, España.
5. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s/n, 18071 Granada, España.
6. Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales – CSIC, 28006 Madrid, España.

Abstract: The Cantabrian Mountains show evidence of ongoing Quaternary tectonic activity, though its landscape impact is unclear. Research is hindered by limited datable Cenozoic sediments but can be advanced through cave records, river anomalies, and structural geology. In Llamazares Cave, alluvial deposits dated to 483–599 ka indicate a fluvial incision rate of 0.5–0.6 m/ka, exceeding that of the Duero network. This may reflect local fault activity during the Quaternary linked to a Ksn anomaly detected in the Curueño river. These faults, active since the Chibanian, suggest persistent neotectonics, aiding river incision analysis in a once-considered inactive region.

Palabras clave: falla cuaternaria, cueva, incisión fluvial, ksn.
Keywords: quaternary fault, cave, fluvial incision, ksn.

1. INTRODUCCIÓN

La Cordillera Cantábrica experimentó levantamiento tectónico hasta el Mioceno (Fillon *et al*., 2016; DeFelipe *et al*., 2019) debido al emplazamiento de un sistema imbricado de cabalgamientos hacia el sur (Pedreira *et al*., 2015; Quintana *et al*., 2015; Gallastegui *et al*., 2016). Sin embargo, existen evidencias geomorfológicas (García-Mayordomo *et al*., 2012; Fernández *et al*., 2021; Ramos *et al*., 2021; Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2023) y sísmicas (López-Fernández *et al*., 2018; Martín-González *et al*., 2023) que sugieren que los procesos tectónicos cuaternarios persisten, aunque su impacto en el paisaje sigue siendo en gran medida desconocido. El estudio de la tectónica reciente en la Cordillera Cantábrica está limitada por la escasez tanto de evidencias de estructuras geológicas cuaternarias como de sedimentos cenozoicos datables. No obstante, esta limitación podría superarse integrando la geomorfología de cuevas, el análisis del origen de sedimentos y las anomalías fluviales dentro de los estudios de geología estructural.

El objetivo de este trabajo es identificar potenciales estructuras geológicas cuaternarias en la Cordillera Cantábrica. Para ello, se han estudiado registros geomorfológicos y sedimentológicos preservados en la cueva de Llamazares, en combinación con la geología estructural y el análisis morfométrico de ríos.

2. SITUACIÓN

La cueva de Llamazares (42°58'N, 5°26'W) se localiza a 1460 m en Valdelugueros (norte de España), en el río Curueño, perteneciente a la cuenca del río Duero (Figura 1). De acuerdo con Santos-González *et al*. (2013, 2022), la cueva de Llamazares se encontraba en una zona libre de hielo situada a una altitud superior a la de los frentes glaciares durante la máxima extensión local. En la cueva se hallaron restos de oso pardo, rebeco y caballo salvaje del Holoceno (Fidalgo *et al*., en prensa).

3. METODOLOGÍA

La metodología empleada combina:
(1) la cartografía geomorfológica de la cueva de Llamazares,
(2) la identificación del área de procedencia de los sedimentos detríticos de la cavidad a partir de la comparación entre los sedimentos de la cueva y rocas del entorno mediante espectroscopía de reflectancia difusa, aplicando los coeficientes de correlación de Kendall,
(3) la realización de dos dataciones U/Th en espeleotemas mediante MC-ICP-MS
(4) el cálculo del índice de pendiente normalizada (ksn) del río Curueño y de su entorno para identificar anomalías en el perfil de los ríos, y
(5) el análisis estructural (p.ej. identificación y medición de planos de falla y estrías, elaboración de cortes geológicos), de las fallas relacionadas espacialmente con las anomalías de los ríos.



Figura 1. Situación de la cueva de Llamazares en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, incluida en la cuenca del río Duero.
Figure 1. Location of the Llamazares Cave on the southern slope of the Cantabrian Mountains, within the Duero River basin.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La cueva de Llamazares conserva depósitos aluviales alóctonos relacionados con el río Curueño, que actualmente fluye 280 m por debajo de la cavidad. En su mayoría, los cantos proceden de áreas fuentes compuestas por areniscas y conglomerados situados entre 400 m y 10 km al norte de la cueva. La agradación fluvial en la cavidad ocurrió poco antes de 483-599 ka de acuerdo con dos dataciones U/Th practicadas sobre espeleotemas precipitados sobre los sedimentos fluviales. Posteriormente, el río Curueño se encajó causando el descenso del nivel freático en el entorno de la cueva, lo que permite inferir una tasa de encajamiento fluvial de 0,5–0,6 m/ka. Este valor supera a los establecidos para la cuenca del Duero aguas arriba del *knickzone* de Los Arribes (Moreno *et al*., 2012; Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2020; Schaller *et al*., 2016), probablemente debido a la influencia de dos fallas locales asociadas a una anomalía Ksn del río. De acuerdo con los resultados obtenidos, estas fallas parecen haber estado activas de forma intermitente desde el Chibaniense y se relacionan con la Falla de León, de carácter regional. Esta falla está conectada con procesos de desprendimientos rocosos cuaternarios (Fernández *et al*., 2021; Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2023) y actividad sísmica en otras zonas de la cordillera (López-Fernández *et al*., 2018; Martín-González *et al*., 2023).

4. CONCLUSIONES

La combinación efectiva del estudio de la cueva paleofreática de Llamazares con edades de espeleotemas y el análisis de la procedencia de sus sedimentos fluviales ha permitido deducir que el río Curueño debió de experimentar un rápido encajamiento desde el Chibaniense. Este encajamiento, muy superior a la del río Duero, se asocia a la actividad de fallas cuaternarias relacionadas con la falla de León. Por tanto, se propone que la tectónica continuó condicionando la formación del relieve de la Cordillera Cantábrica durante el Cuaternario, a pesar de que los movimientos tectónicos se consideran prácticamente extinguidos.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido posible gracias al apoyo de la empresaria Sandra Fernández que gestiona la cueva turística de Llamazares, y de su guía Elena Fernández. Gracias también al Laboratorio de Paleontología de la Universidad de León por la realización de muestras y análisis geológicos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

De Felipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J. A., van der Beek, P. A., Bernet, M., y Pik, R. (2019). Unraveling the Mesozoic and Cenozoic Tectonothermal Evolution of the Eastern Basque-Cantabrian Zone–Western Pyrenees by Low-Temperature Thermochronology. *Tectonics*, 38(9), 3436–3461.

Fernández, F. J., Menéndez-Duarte, R., Pando, L., Rodríguez-Rodríguez, L., y Iglesias, M. (2021). Gravitational slope processes triggered by past earthquakes on the Western Cantabrian Mountains (Sierra de la Sobia, Northern Spain). *Geomorphology*, 390, 107867.

Fidalgo, D., Fernández-Rodríguez, C., Ballesteros, D., Ordiz, A., Pérez de la Viuda, C., Cruz, J. A., García-Morato, S. y Fernández-Martínez, E. (en prensa). Highlighting the drastic body size decline in Cantabrian Brown Bear, Chamois and Wild Horse during the Holocene. *The Holocene*.

Fillon, C., Pedreira, D., Van Der Beek, P. A., Huismans, R. S., Barbero, L. y Pulgar, J. A. (2016). Alpine exhumation of the central Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Tectonics*, 35(2), 339–356.

Gallastegui, J., Pulgar, J. A. y Gallart, J. (2016). Alpine tectonic wedging and crustal delamination in the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Solid Earth*, 7(4), 1043–1057.

García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Martínez-Díaz, J. J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J. A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M. A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E. S., Cabral, J., Sanz de Galdeano, C., Peláez, J. A., García-Tortosa, F. J., … Linares, R. (2012). La base de datos de fallas activas en el Cuaternario de Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 285–302.

López-Fernández, C., Fernández-Viejo, G., Olona, J. y Llana-Fúnez, S. (2018). Intraplate seismicity in northwest Iberia along the trace of the Ventaniella fault: a case for fault intersection at depth. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(2), 604–618.

Martín-González, F., Crespo-Martín, C., Cesca, S. y González-Muñoz, S. (2023). Understanding seismicity and seismotectonics in a stable continental region (NW Iberian Peninsula): Implications for the nature of intraplate seismicity. *Global and Planetary Change*, 227, 104177.

Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Duval, M., Voinchet, P., Benito-Calvo, A., Ortega, A. I., Bahain, J. J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M. y Arsuaga, J. L. (2012). ESR chronology of alluvial deposits in the Arlanzón valley (Atapuerca, Spain): Contemporaneity with Atapuerca Gran Dolina site. *Quaternary Geochronology*, 10, 418–423.

Pedreira, D., Afonso, J. C., Pulgar, J. A., Gallastegui, J., Carballo, A., Fernàndez, M., Garcia-Castellanos, D., Jiménez-Munt, I., Semprich, J. y García-Moreno, O. (2015). Geophysical-petrological modelling of the lithosphere beneath the Cantabrian Mountains and the North-Iberian margin: *Geodynamic implications. Lithos*, 230, 46–68.

Quintana, L., Pulgar, J. A., y Alonso, J. L. (2015). Displacement transfer from borders to interior of a plate: A crustal transect of Iberia. *Tectonophysics*, 663, 378–398.

Ramos, A., Mediato, J. F., Pérez-López, R. y Rodríguez-Pascua, M. A. (2021). Miocene to present-day tectonic control on the relief of the Duero and Ebro basins confluence (North Iberia). *Journal of Maps*, 17(2), 290–300.

Rodríguez-Roríguez, L., Antón, L., Rodés, Á., Pallàs, R., García-Castellanos, D., Jiménez-Munt, I., Struth, L., Leanni, L., Aumaître, G., Bourlès, D. y Keddadouche, K. (2020). Dates and rates of endo-exorheic drainage development: Insights from fluvial terraces (Duero River, Iberian Peninsula). *Global and Planetary Change*, 193, 103271

Rodríguez-Rodríguez, L., José Fernández, F., Menéndez-Duarte, R., Guillou, V., Puente-Berdasco, B., Rinterknecht, V. y Team, A. (2023). Age and recurrence of coseismic rock avalanches in Sierra de la Sobia (Cantabrian Mountains, Spain). *Catena*, 223, 106931.

Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., González-Gutiérrez, R.B. y 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.

Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., Celis, A.G., González-Gutiérrez, R.B. y Gómez-Villar, A. (2022). The glaciers of the Leonese Cantabrian Mountains. En: Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M. (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers*. Elsevier, pp. 289-314.

Schaller, M., Ehlers, T. A., Stor, T., Torrent, J., Lobato, L., Christl, M. y Vockenhuber, C. (2016). Spatial and temporal variations in denudation rates derived from cosmogenic nuclides in four European fluvial terrace sequences. *Geomorphology*, 274, 180–192.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 36-39. ISBN: 978-84-10345-81-2

INCISIÓN FLUVIAL CUATERNARIA EN LA CUENCA DEL NALÓN-NARCEA (CORDILLERA CANTÁBRICA, VERTIENTE NORTE)

Quaternary fluvial incision in the Nalón-Narcea catchment (Cantabrian mountains, northern slope)

F.J. Fernández[1,3], R. Menéndez-Duarte[1,3], D. Vázquez-Tarrío[2], A. Medialdea[4], H. Uzkeda[5], M. Bulnes[1] y J. Poblet[1]

1. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España. fjfernandez@uniovi.es
2. Instituto Geológico y Minero de España –CSIC, C/Ríos Rosas,23, 28003 Madrid, España.
3. Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio (INDUROT), Universidad de Oviedo. Campus de Mieres, C/Gonzalo Gutiérrez Quirós s/n, 33600 Mieres, España.
4. Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002, España.
5. Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, C/ de José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, España.

Abstract: Average incision rates have been calculated for time intervals ranging from 22 years to 2.12 Ma at 24 locations within the Nalón-Narcea catchment, located on the northern slope of the Cantabrian Mountains. The aim is to detect evidence of morpho-tectonic or climatic controls on fluvial shaping that may help to understand the evolution of this landscape since its Alpine uplift. An empirical power-law equation was derived to correct for site dependency and scaling of incision rates with timescales. The corrected average incision rates range from 0.43 mm/yr to 3.06 mm/yr for timescales of 100 ka and 10 ka, respectively. This average rate is slightly lower than the global average for tectonically controlled incisions over a 100 ka timescale, while it slightly exceeds the rate associated with landscape denudation processes over the past 10 ka.

Palabras clave: Tasa de incisión fluvial, Cordillera Cantábrica, tectónica activa, denudación.
Keywords: Fluvial incision rate, Cantabrian Mountains, active tectonics, denudation.

1. INTRODUCCIÓN

La incisión fluvial sobre lecho rocoso (*bedrock rivers*) es un proceso que controla la denudación de las montañas, la geometría del cauce y su grado de conectividad con las laderas (p. ej., Whipple, 2004). La modelización de la erosión fluvial mediante tasas de incisión generalmente predice una caída exponencial del relieve desde el cese de la actividad tectónica, en la cual, la alternancia de secuencias de depósito y erosión juegan un papel clave (p.ej., Tucker y van der Beek, 2013). Al tratarse de un proceso discontinuo en el tiempo, también las medidas globales de tasas de incisión muestran un escalado negativo respecto al intervalo de tiempo medido, conocido como efecto "Sadler" (Sadler, 1981).

Así, la incisión fluvial media se puede considerar un proceso continuo cuando se mide con técnicas de observación directas y para intervalos de tiempo cortos (p. ej., Turowski y Cool, 2017). Estas tasas de incisión medidas para tiempos recientes son generalmente más altas que cuando se miden para periodos de tiempo pasados. Su variación depende básicamente de las características hidráulicas, morfométricas y litológicas de la cuenca, desde su cabecera hasta su nivel de base, y su influencia en la morfología del cauce y su dinámica (p. ej. Harel *et al*., 2016). En cambio, cuando la incisión fluvial media se mide para periodos de tiempo largos, se requiere usar técnicas de datación radiogénica (p.ej., Burbank *et al*., 1996). El objetivo de la evaluación de las tasas de incisión medias en periodos de tiempo largos busca encontrar indicios de actividad tectónica o variaciones climáticas en los valores de las tasas de incisión. Pero la interpretación de los datos no es directa debido al efecto "Sadler" y porque se debe considerar también el efecto "de sitio" que son, además del caudal, el cauce y su dinámica, todas las causas locales que pueden influir en la medida de la tasa de incisión.

En el presente trabajo se han calculado 24 tasas de incisión fluvial media a lo largo de la red de drenaje perteneciente a la Cuenca del Nalón-Narcea (CNN), localizada en el sector más occidental de la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica. El objeto de este trabajo es obtener medidas de incisión fluvial medias a lo largo del Cuaternario para entender su significado en el contexto de la evolución morfo-tectónica y climática desde el levantamiento alpino de la Cordillera Cantábrica.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del Nalón-Narcea es la mayor de la vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica, tiene una extensión de 4985 km^2 (Fig. 1) y se sitúa en su sector centro-occidental. La cabecera alcanza altitudes que sobrepasan los 2400 m. y desde la divisoria hasta su desembocadura tan sólo hay una separación de 55 km. Por lo tanto, el relieve en toda la cuenca de drenaje es montañoso, con cauces dominantemente de lecho rocoso que se encajan en una orografía fuertemente condicionada por la estructura geológica del basamento.

La red de drenaje dendriforme se organiza siguiendo la pendiente regional inclinada hacia el N, con cauces predominantemente rectos y perfiles longitudinales que alcanzan un máximo de pendiente entorno a los 100 km. La forma de estos perfiles longitudinales es cóncava, en la que se distinguen un tramo alto de máxima pendiente que disminuye progresivamente hasta alcanzar el punto de máxima curvatura del perfil en torno a los 20 km de su cabecera; un tramo intermedio que se prolonga hasta el entorno de los 20 km de la desembocadura y un tramo inferior donde las llanuras aluviales comienzan a ser dominantes sobre los lechos rocosos.

El clima es oceánico, con precipitaciones abundantes repartidas a lo largo del año y temperaturas suaves tanto en invierno como en verano. La cubierta vegetal en la cuenca es prácticamente continua con alternancia de bosques, áreas de matorral y prados. El caudal medio anual en la zona de desembocadura es próximo a los 100 m^3/s.

Contexto tectónico y geología del sustrato

El basamento está formado, casi en su totalidad, por rocas sedimentarias paleozoicas deformadas durante la orogenia Varisca y forma parte de las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa (Lotze, 1945). Entre finales del Estefaniense y principios del Pérmico la rama S del Orógeno Varisco europeo se plegó dando lugar a un arco oroclinal, el Arco Cantábrico (AC; Weil *et al*., 2000). La orientación de la cuña orogénica en la Zona Cantábrica y la estructura del AC condiciona el afloramiento de los materiales predominantemente Siliciclásticos o calcáreos en la Cuenca del Nalón-Narcea.

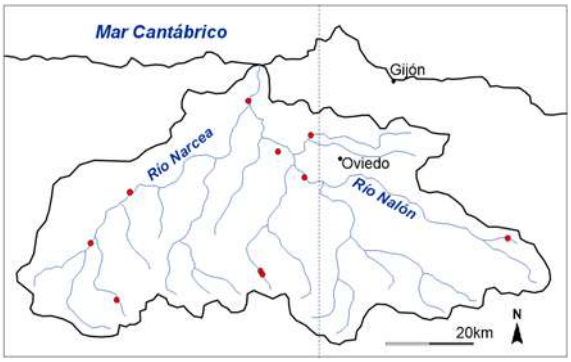


Figura 1. Cuenca de drenaje del Nalón-Narcea. Los puntos rojos marcan la localización de las terrazas muestreadas.
Figure 1. Nalón-Narcea watershed. Red dots show the location of the sampled terraces.

Por otra parte también la geometría del AC condiciona el trazado de la red de drenaje (Fig. 1). La extensión Permo-Mesozoica condujo a la formación de la Cuenca Asturiana (Lepvrier y Martínez-García, 1990; Uzkeda *et al*., 2025), algunos de cuyos materiales llegan a aflorar en el borde NE de la sub-cuenca del Nora. Más recientemente, entre los 39 y los 29 Ma, el basamento paleozoico se reactivó durante el ciclo alpino, con el levantamiento de la Cordillera Cantábrica (Alonso *et al* al., 1996; Fillón *et al*., 2016). La tectónica post-Oligocena en la Cordillera Cantábrica es aún menos conocida dada la pequeña extensión de los afloramientos cuaternarios y la escasez de afloramientos con estructuras que los afecten (p.ej. Fernández *et al*., 2018). Además, otras estructuras variscas y tardi-variscas se han podido reactivar durante el Cuaternario en este contexto compresivo de acuerdo con un reapretamiento del AC (Fernández *et al*., 2021).

3. METODOLOGÍA

Se realizó una revisión sistemática de las terrazas fluviales recogidas en la Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias (CTAPA; INDUROT, 2001) haciendo una preselección de 32 terrazas potenciales. Las 10 muestras datadas por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL; Durcan, 2021; Murray and Olley, 2002)

se localizan sobre el mapa de la figura 1. La tasa de incisión media en cada localidad se ha calculado a partir de la edad OSL del nivel arenoso contenido en la terraza fluvial y de la diferencia de cota entre el punto de muestreo y el lecho fluvial actual.

Con el objeto de tener el mayor número de datos de incisión fluvial media en la cuenca del Nalón-Narcea que permitiese extender los cálculos de incisión a todo el Cuaternario, los datos se complementaron con 11 edades radiogénicas de paleo-superficies de abrasión marina y de depósitos de avalanchas de rocas incididas por el cauce del río y publicados en trabajos previos (Álvarez-Marrón el al. 2008; Fernández *et al*., 2021; Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2023). Además se obtuvieron 3 valores de incisión fluvial reciente a partir de datos publicados de carga de fondo y carga en suspensión de los ríos Nalón, Pigüeña y Coto (Vázquez-Tarrío y Menéndez-Duarte, 2021).

4. RESULTADOS

La tasa de incisión media obtenida a partir de las edades OSL se da en la Tabla 1. La mayoría de las tasas de incisión medias, 8 de 10, toman valores entre 0,17 y 0,65 m/ka. Para intervalos temporales que van desde los 9,5 ka hasta los 134,8 ka. se observa una relación inversa entre la tasa de incisión con respecto al intervalo de tiempo para el que se mide (Efecto "Sadler").

Tabla 1. Edad OSL de las terrazas fluviales y tasas de incisión calculadas a partir de ellas.
Table 1. OSL dating of the fluvial terraces and incision rates calculated from them.

Código muestra	Edad OSL (ka)	Tasa Incisión media (m/ka)
20ALI01	108,9 ±7,0	0,28±0,02
20ALI02	134,8 ±9,9	0,18±0,01
22BRO01L	14,1 ±1,2	2,20±0,20
22BRO06L	50,6 ±3,5	0,65±0,15
22BRO12L	58,9 ±4,4	0,27±0,02
22BRO15L	96,5 ±13,9	0,48±0,08
22BRO16L	80,1 ±5,2	0,17±0,01
22BRO20L	9,5 ±1,0	2,84±0,33
22BRO21L	19,4 ±1,7	0,52±0,05
22BRO22L	119,8 ±9,2	0,50±0,02

En la figura 2 se representan estas 10 tasas de incisión más las 11 calculadas con las edades obtenidas en los trabajos previos ya citados.

Finalmente, con las 21 tasas de incisión media se ha calibrado una ecuación empírica de tipo potencial de acuerdo con la propuesta de Nativ y Turowski (2020). En dicha calibración, se han excluido las tasas recientes por mostrar una tendencia diferente del resto de datos (Fig. 2).

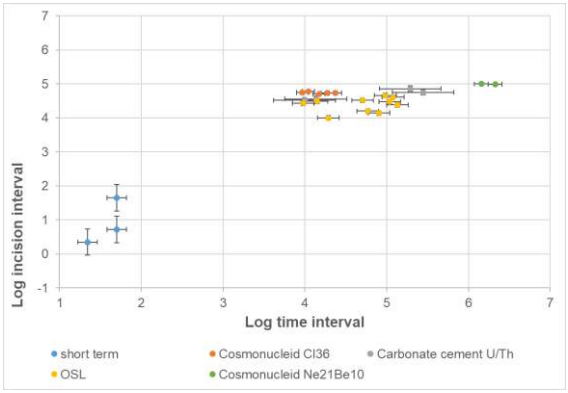


Figura 2. Diagrama bi-Log intervalo de incisión/intervalo temporal. Los datos se representan en función del método utilizado. Los calculados indirectamente por carga de fondo para el periodo instrumental se representan en color azul. Las barras de error representan el error típico.
Figure 2. Bi-log diagram of incision rate/time interval. The data are presented according to the method used. Values indirectly calculated from bedload transport during the instrumental period are shown in blue. Error bars represent the standard error.

La tasa de incisión media calibrada para la cuenca del Nalón-Narcea está representada por la siguiente ecuación:

$$I_{Nalón-Narcea} = 7627{,}8T^{-0{,}849}$$

En la que *I* es la tasa de incisión y *T* el intervalo de tiempo para el que se calcula.

5. DISCUSIÓN

La relación entre la tasa de incisión con el intervalo de tiempo medido está estadísticamente mejor explicada con una ecuación potencial empírica calibrada para los datos medidos en una cuenca que evalúe además del efecto "Sadler" el efecto de sitio (Nativ y Turowski, 2020), que utilizando modelos globales previos que no consideran el efecto de sitio (p.ej. Gardner *et al*., 1987; Mills 2000).

El exponente menor de 1, indica que la incisión fluvial se ha producido de forma discontinua durante el periodo de tiempo considerado. Por ejemplo, durante un ciclo climático el río San Pedro progradó en el periodo más frío (MIS6a) y posteriormente incidió desde MIS5c, (muestras 20ALI-01 y ALI-02, Tabla 1).

También, las tasas de incisión anómalamente elevadas se pueden explicar por efecto de sitio con condiciones hidrodinámicas anómalas que escapan a los rangos de valores que mejor ajustan a la ecuación potencial calibrada para la cuenca del Nalón-Narcea. Sin embargo, el significado de estos datos, en términos tectónicos

o climáticos, no se podrían discutir, sin disponer de dicha calibración, al no poder hacer una regresión simple que nos aporte el rango de valor de las tasas de incisión que corresponde a un periodo concreto.

De acuerdo con la ecuación calculada las tasas de incisión que corresponden a intervalos temporales de 10 Ma, 1 Ma, 100 ka y 10 ka son 0,009, 0,061, 0,434 y 3,065 mm/a, respectivamente. Aunque en esta calibración se han excluido los datos recientes, estos valores bajos se pueden interpretar por efectos "de sitio" en la cuenca, como es la edad del basamento sobre el que incide que es principalmente paleozoica y generalmente más resistente a la erosión que redes de drenaje incididas en relieves sobre formaciones geológicas más jóvenes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto de investigación PID2021-126357NB-100 del Ministerio de Ciencia e Innovación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alonso, J.L., Pulgar, F.J., García-Ramos, J.C., Barba, P., (1996). Tertiary basins and alpine tectonics in the Cantabrian Mountains. In: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, 214–227.

Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., Marquínez, J., (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93, 316–334.

Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C. (1996). *Nature*, 379 (6565), 505–510.

Durcan, J. A. (2021). Luminescence dating. En: D. Alderton y E. A. Scott (Eds.), *Encyclopedia of geology*. Academic Press, 164–174.

Fernández, F.J., Alonso, J.L., Pando, L., (2018). Evidence for quaternary tectonic activity in the western cantabrian Zone (Passes of Marabio, Sobia nappe). *Geogaceta* 64, 1–3.

Fernández, F.J., Menéndez-Duarte, R., Pando, L., Rodríguez-Rodríguez, L., Iglesias, M. (2021). Gravitational slope processes triggered by past earthquakes on the Western Cantabrian Mountains (Sierra de la Sobia, Northern Spain). *Geomorphology*, 390, 107867.

Fillon, C., Pedreira, D., Van Der Beek, P.A., Huismans, R.S., Barbero, L., Pulgar, J.A., (2016). Alpine exhumation of the central Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Tectonics* 35, 339–356.

Gardner, T.W., Jorgensen, D.W., Shuman, C., Lemieux, C. R. (1987). Geomorphic and tectonic process rates: Effects of measured time interval. *Geology*, 15, 259–261.

Harel, M., Mudd, S.M., and Attal, M. (2016). Geomorphology global analysis of the stream power law parameters based on worldwide Be denudation rates. *Geomorphology*, 268, 184-196.

INDUROT (2001). Cartografía Temática Ambiental del Principado de Asturias (CTAPA) Gobierno del Principado de Asturias, Consejería de Medio Ambiente.

Lepvrier, C. and Martínez-García, E., (1990). Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian basin (Asturias and Cantabria, northwestern Spain). *Tectonophysics*, 184, 345e356.

Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*. 6, 78–92.

Mills, H.H. (2000). Apparent increasing rates of stream incision in the eastern United States during the late Cenozoic. *Geology*, 28 (10), 955–957.

Murray, A. S., and Olley, J. M. (2002). Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: A status review. *Geochronometria*, 21, 1–16.

Nativ, R. and Turowski, J.M. (2020). Site dependence of fluvial incision rate scaling with timescale. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125, e2020JF005808.

Rodríguez-Rodríguez, L., Fernández, F.J., Menéndez-Duarte, R., Guillou, V., Puente-Berdasco, B., Rinterknecht, V., ASTER Team. (2023). Age and recurrence of coseismic rock avalanches in Sierra de la Sobia (Cantabrian Mountains, Spain). *Catena*, 223, 106931.

Sadler, P. M. (1981). Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *Journal of Geology*, 89, 569–584.

Tucker, G. E., and van der Beek, P. (2013). A model for post‐orogenic development of a mountain range and its foreland. *Basin Research*, 25 (3), 241–259.

Turowski, J. M., and Cook, K. L. (2017). Field techniques for measuring bedrock erosion and denudation. *Earth Surface Processes and Landforms*, *42*(1), 109–127.

Uzkeda, H., Poblet, J. and Bulnes, M. (2025): Late Triassic to present-day tectono-thermal history of the coastal part of the Asturian basin: Implications for hydrocarbon exploration and for the North-Iberian margin evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 171, 107158.

Vázquez-Tarrío, D. and Menéndez-Duarte, R. (2021). The estimation of bedload in poorly-gauged mountain rivers. *Catena*, 204, 105425.

Weil, A.B., Van der Voo, R., Van der Pluijm, B.A., Parés, J.M. (2000). The formation of an orocline by múltiple deformations: a paleomagnetic investigation of the Cantabria-Asturias Arc, (Cantabria Zone, northern Spain). *Journal of Structural Geology*, 22, 735–756.

Whipple, K. X. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32 (1), 151–185.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 40-43. ISBN: 978-84-10345-81-2

LA ORGANIZACIÓN MORFOESTRUCTURAL DEL MACIZO DE PEÑA UBIÑA

The morphostructural organization of Peña Ubiña Massif

David Gallinar[1], Mirella Ochoa-Álvarez[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo. gallinardavid@uniovi.es

Abstract: Despite the growing body of research on geomorphology, now the study of the structural geomorphology is scarce and needs updating. This study is focused on morphostructural analysis of the Peña Ubiña Massif (Cantabrian Mountains), carved primarily from Carboniferous limestones that rise above detrital valleys. It will also identify the main morphostructural units, which have been identified through fieldwork and photointerpretation of aerial photographs. The results show a marked dissymmetry between the calcareous and detrital sectors, which significantly influences the processes and landforms of this massif.

Palabras clave: Macizo de Peña Ubiña, geomorfología estructural, organización morfoestructural, relieve.
Keywords: Peña Ubiña Massif, structural geomorphology, morphostructural organization, relief.

1. INTRODUCCIÓN

A pesar del creciente número de trabajos enfocados en la geomorfología a nivel nacional e internacional, casi todos los esfuerzos se enfocan en la dinámica de modelado y los procesos geomorfológicos (glaciares, periglaciares, nivales, gravitacionales, de ladera, fluviales, torrenciales, eólicos, marinos, procesos erosivos, riesgos asociados, aplicación de nuevas técnicas e instrumental, etc.). Estas contribuciones han profundizado en el conocimiento científico y aportado recursos para la didáctica, los riesgos naturales, el patrimonio geomorfológico y la cartografía. En cambio, actualmente la geomorfología estructural es cultivada en mucha menor medida y, dentro de ella, los esfuerzos están focalizados preferentemente en temas como el estudio del karst, el relieve granítico o la geomorfología volcánica. En este sentido, Ruiz Fernández *et al*. (2019) observaron que en los cuatro congresos de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG) celebrados entre 2012 y 2018, los trabajos focalizados en las morfoestructuras representaron entre el 10 % y el 18,6 %, evidenciándose unos porcentajes igual de bajos en la temática de las revistas científicas de geomorfología. Sin embargo, los estudios sobre geomorfología estructural fueron relevantes en el pasado e incluso constituían un enfoque preferente de la investigación, o al menos muy importante, como se observa, por ejemplo, en las tesis doctorales de Ortega Valcárcel (1974), Muñoz Jiménez (1976), Gonzalo Moreno (1980), Sánchez Sánchez (1982), Pellicer Corellano (1983), Echeverría Arnedo (1988), Sánchez Fabre (1989), Pérez Alberti (1991), González Amuchastegui (1993) o Fernández Fernández (1996). Estas investigaciones contribuyeron significativamente a la correcta elaboración de los diferentes planes de ordenación del territorio y en la creación de figuras de protección en las que el geopatrimonio se concibe como una pieza fundamental, lo que ha fomentado el desarrollo local y el turismo (Adrados *et al*., 2011).

Así pues, en el presente trabajo se pretende retomar dicha línea, estudiando la organización morfoestructural de uno de los principales macizos de las Montañas Cantábricas, el Macizo de Peña Ubiña y, específicamente: 1) recopilar la información litoestratigráfica, la disposición estructural y la historia geológica de dicho sector; 2) reconocer las diferentes unidades morfoestructurales que lo caracterizan; 3) e identificar la importancia que ha tenido el armazón morfoestructural en el desarrollo de las diferentes formas de modelado presentes en Peña Ubiña (glaciares, periglaciares, kársticos, fluviotorrenciales y mixtos).

Área de estudio

El Macizo de Peña Ubiña está ubicado en el sector central del Macizo Asturiano, donde destaca por su altitud con respecto a las sierras y

macizos próximos, con cumbres como El Fontán sur (2417 metros s.n.m.), El Fontán norte (2416 metros s.n.m.) y Penubina la Grande (2414 metros s.n.m.). Estas montañas, situadas en la divisoria de aguas entre la cuenca cantábrica del Nalón, al norte (Asturias), y del Duero, al sur (León), tienen un clima propio de los sistemas montañosos oceánicos, con abundantes precipitaciones que pueden superar los 2000 mm anuales en las cotas más altas, siendo en forma de nieve en torno al 70 % de ellas (Muñoz Jiménez, 1982; Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015). Geológicamente, el ámbito de estudio se ubica en la Zona Cantábrica, en un punto de confluencia entre dos de sus unidades: la Cuenca Carbonífera Central, al este, y la Unidad de la Sobia-Bodón al oeste (Castañón, 1983; Aller, 1984) (Figura 1).

2. METODOLOGÍA

Este trabajo se ha desarrollado a partir de una metodología que han consistido, por un lado, en la búsqueda y recopilación de las fuentes y referencias disponibles, de las cuales se ha extraído toda la información referente a los aspectos geológicos del Macizo de Peña Ubiña; y por otro lado al trabajo de campo, en el cual se ha realizado una exhaustiva búsqueda sobre el terreno de los límites de cada sector, sus características y morfologías definitorias, lo cual se ha acompañado con un trabajo de fotointerpretación sobre imágenes aéreas de un vuelo fotogramétrico del Principado de Asturias del año 2003 a escala original 1:15000.

3. RESULTADOS

Marco geológico

Existen numerosos trabajos que han abordado el estudio de las formaciones geológicas del Macizo de Peña Ubiña, tanto en trabajos que abarcan grandes espacios de la Cordillera Cantábrica, como otros de puntos concretos que incluyen el área de estudio (Marcos, 1968A, 1968B; Martínez Álvarez *et al*., 1968, 1969; Julivert y Marcos, 1970; García Loygorri *et al*., 1971; Marcos *et al*., 1980; Truyols *et al*., 1982; Aller, 1981, 1984; Fernández, 1992, 1993; Martínez Abad, 2007; Alonso *et al*., 2007A, 2008). De ellos, se puede concluir que el Macizo de Peña Ubiña está armado en materiales esencialmente paleozoicos, destacando por su potencia las calizas carboníferas, que resaltan en el relieve conformando abruptos cordales, así como las pizarras y las cuarzoareniscas, emplazadas habitualmente en el fondo de los valles y en algunas laderas. Dichos materiales tienen unas edades que abarcan desde el Cámbrico hasta el Carbonífero, en una secuencia bastante completa, aunque con alguna laguna estratigráfica.

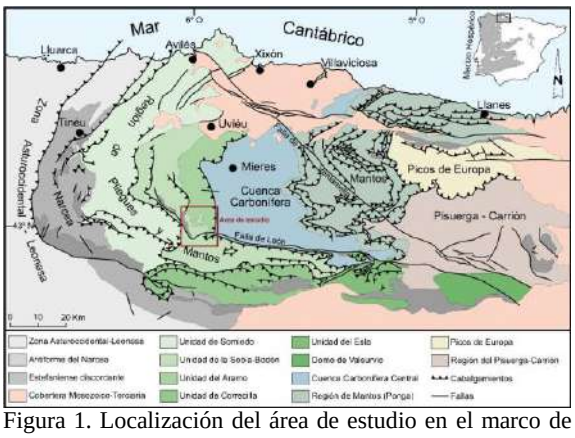


Figura 1. Localización del área de estudio en el marco de las unidades morfoestructurales de la Zona Cantábrica. Fuente: elaboración propia a partir de Julivert (1983) y Rodríguez Fernández (1983).

Figure 1. Location of the study area, and map of morphostructural units of the Cantabrian Zone. Source: based on Julivert (1983) and Rodríguez Fernández (1983).

Organización morfoestructural

En el Macizo de Peña Ubiña se han diferenciado seis unidades morfoestructurales: 1) Pena Rueda, 2) el Puerto Güeria-Ḷḷaseiru, 3) el Cordal de Peña Ubiña-Güertu'l Dieblu, 4) el Farinientu-Siega l'Abá, 5) Cerreo, y 6) Retuertu-Candioḷḷes-Cubieḷḷa (Figura 2).

Pena Rueda (2153 metros s.n.m.), el sector más septentrional del Macizo de Peña Ubiña, es una montaña bien individualizada y armada en calizas carboníferas, la cual se formó a partir de un voluminoso pliegue acostado visible desde el sector de El Puerto Güeria. Dicha mole calcárea, de paredes subverticales y afilados canales, labrados por la caída de aludes y la disolución cárstica, resalta con respecto a los valles adyacentes pizarrosos y de relieve más tendido.

El Puerto Güeria – Ḷḷaseiru. Se trata de dos sinclinales labrados fundamentalmente en pizarras carboníferas que han sido vaciados por la acción glaciar y la actividad fluviotorrencial, lo que modeló este sector hasta alcanzar su actual forma cóncava con lomas suavizadas y pendientes que no suelen superar 10º de desnivel. Este sector es, además, el que presenta las menores altitudes del Macizo de Peña Ubiña, ya que no supera los 1700 metros s.n.m.

El Cordal de Peña Ubiña – Güertu'l Dieblu conforma la principal alineación montañosa dentro del Macizo de Peña Ubiña, extendiéndose

9 kilómetros de norte a sur entre el Campu Faya (1946 metros s.n.m.) y Penubina la Pequena (2196 metros s.n.m.). Este sector se subdivide en dos partes, una al norte (El Güertu'l Dieblu), caracterizada por la sinuosidad de su línea de cumbres, que se configura como una plataforma calcárea donde el relieve kárstico se ha desarrollado plenamente, formando dolinas, uvalas, pozos nivokársticos, así como numerosas formas de lapiaz nival, todo ello en un sector de desierto kárstico.

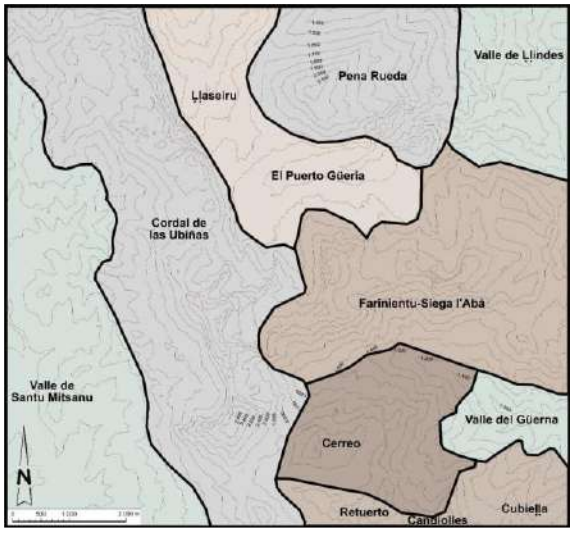


Figura 2. Unidades morfoestructurales del Macizo de Peña Ubiña.
Figure 2. Morphostructural units of the Peña Ubiña Massif.



Figura 3. Plataforma inferior de Cerreo, sector de El Güertu Las Rubias. Fuente: realización propia (1 de junio de 2016).
Figure 3. Lower platform of Cerreo, El Güertu Las Rubias sector. Source: Own work (June 1, 2016).

Por su parte, el sector meridional (Cordal de Peña Ubiña), si bien tiene la misma naturaleza litológica y presenta morfologías similares al subsector anteriormente descrito, en este caso la línea de cumbres está muy bien definida, formando paredes subverticales en forma de sierra, los cuales también se elevan por encima del resto de sectores, ya que la línea de cumbres casi no desciende de los 2200 metros s.n.m. en más de tres kilómetros. Este sector fue también la cabecera de algunos de los glaciares cuaternarios más importantes que se desarrollaron en estas montañas durante la Última Glaciación, los cuales generaron grandes circos glaciares con depósitos morrénicos en su fondo.

El Farinientu – Siega l'Abá, es otro cordal, en este caso con trazado este-oeste y de similares características al del Cordal de Pena Ubiña, aunque las altitudes no son tan destacadas, sobresaliendo El Farinientu (2173 metros s.n.m.) en una línea de cumbres que ronda los 2000-2100 metros s.n.m.

Cerreo (Figura 3) se configura como una plataforma cabalgante constituida por tres escalones bien diferenciados entre los cuales hay ~100 metros de desnivel y que culminan en Pena Cerreo (2112 metros s.n.m.). Está flanqueado por valles glaciares, y presenta zonas más o menos llanas entre cada escalón, los cuales cortan verticalmente cada una de sus partes. Este enclave, labrado en calizas carboníferas, fue la cabecera de un glaciar en domo durante la Última Glaciación, el único de estas características del Macizo de Peña Ubiña, del cual se conservan las formas erosivas, presentes en todo el entorno, y voluminosas morrenas.

Por último, Retuertu – Candioḷḷes – Cubieḷḷa, son una serie de depresiones intramontanas, de fondo tendido, aunque con tendencia a la concavidad, conectadas entre sí por umbrales glaciares. Durante la Última Glaciación discurrió por ellas un voluminoso glaciar, el cual ha legado numerosos cordones morrénicos escalonados que muestran las diferentes pulsaciones de estos aparatos, así como su concavidad, conformando cubetas glaciokásticas horadadas con dolinas de recubrimiento.

CONCLUSIONES

El Macizo de Peña Ubiña, labrado esencialmente en potentes estratos de calizas carboníferas sobre valles conformados por materiales detríticos, está dispuesto en dos cordales principales muy verticalizados y transversales entre sí, los cuales fueron afectados por la orogenia Herciniana y rejuvenecidos por la Alpina, así como retocados por procesos glaciares, periglaciares, kársticos y fluviotorrenciales.

Esta diversidad litológica, su articulación estructural, así como su evolución postectónica,

han configurado seis grandes sectores morfoestructurales: Pena Rueda, El Puerto Güeria-Ḷḷaseiru, el Cordal de Peña Ubiña-Güertu'l Dieblu, El Farinientu-Siega l'Abá, Cerreo y Retuertu-Candioḷḷes-Cubieḷḷa, diferenciados esencialmente por la articulación del relieve y/o por la litología que presentan.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aller, J. (1981). La estructura del borde sudoeste de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, 11, 3-14.

Aller, J. (1984). *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Consejería de Industria y Comercio. Oviedo. 180 pp.

Alonso, J.L., García Alcalde, J.L., Aramburu, C., García Ramos, J.C., Suárez, A., Martínez Abad, Í. (2008). Sobre la presencia de la Formación Naranco (Devónico Medio) en el Manto de Bodón (Zona Cantábrica): implicaciones paleogeográficas. *Trabajos de Geología*, 28, 159-169.

Alonso, J.L., Martínez Abad, Í., García Ramos, J.C. (2007). Nota sobre la presencia de una sucesión cretácica en el Macizo de Las Ubiñas (Cordillera Cantábrica). Implicaciones tectónicas y geomorfológicas. *Geogaceta*, 43, 47-50.

Castañón, J.C. (1983). El glaciarismo cuaternario del Macizo de Ubiña (Asturias-León) y su importancia morfológica. *Ería*, 4, 3-49.

Echeverría Arnedo, M.T. (1988). *Geomorfología de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica entre las depresiones de Calatayud y Almazán y su reborde soriano* (Tesis doctoral s.p.). Univ. Zaragoza, Zaragoza.

Fernández Fernández, A. (1996). *Geomorfología del cañón del río Júcar en la comarca de La Manchuela (Albacete)* (Tesis doctoral s.p.). Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

Fernández, L.P. (1992). *Estratigrafía, sedimentología y paleografía de la región de Riosa, Quirós y Teverga-San Emiliano*. (Tesis doctoral s.p.). Universidad de Oviedo. Oviedo. 322 pp.

Fernández, L.P. (1993). La Formación San Emiliano (Carbonífero de la Zona Cantábrica, NO de España): Estratigrafía y extensión lateral. Algunas implicaciones paleogeográficas. *Trabajos de Geología*, 19, 97-122.

García Loygorri, A., Ortuño, G., Caride de Liñán, C., Gervilla, M., Greber, Ch., Freys, R. (1971). El carbonífero de la cuenca central asturiana. *Trabajos de Geología*, 3, 101-150.

González Amuchastegui, M.ªJ. (1993). *Geomorfología del «Alto Tajo» en el sector de Molina de Aragón* (Tesis doctoral s.p.). Universidad Autónoma de Madrid, Madrid.

Gonzalo Moreno, A. (1980). *La Rioja. Análisis de geomorfología estructural*, (Tesis doctoral, s.p.). Universidad de Zaragoza, Zaragoza.

Julivert, M. (1983). La estructura de la Zona Cantábrica. En: J.A. Comba (Coord.), *Geología de España. Libro jubilar a José María Ríos*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid. 339-381.

Julivert, M., Marcos, A. (1971). *Síntesis de la cartografía existente. Mapa Geológico Nacional (1:200000), hoja nº 9 (Cangas del Narcea)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid. 30 pp.

Marcos, A. (1968A). La Tectónica de la Unidad de La Sobia-Bodón. *Trabajos de Geología*, 2, 59-87.

Marcos, A. (1968B). Nota sobre el significado de la "León Line". *Breviora Geológica Asturica*, 12, 1-15.

Marcos, A., Pérez Estaún, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Aller, J., García Alcalde, J.L., Sánchez de Posada, L., Rodríguez Fernández, L.R. (1980). *Mapa Geológico de España (1:50.000), hoja 77 (La Plaza, Teverga)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.

Martínez Abad, Í. (2007). *Geología del área situada entre Peña Ubiña y el puerto de La Cubilla (Zona Central de la Cordillera Cantábrica)* (Tesis de máster). Universidad de Oviedo. Oviedo. 58 pp.

Martínez Álvarez, J.A., Gutiérrez Claverol, M., Vargas Alonso, I. (1968). Geología de la región de la Cordillera Cantábrica comprendida entre los puertos de Pajares y Ventana. *Documentos de Investigación Geológica y Geotectónica*, 7. ETSIM. 6 pp.

Martínez Álvarez, J.A., Torres Alonso, M., Gutiérrez Claverol, M., Vargas Alonso, I. (1969). Rasgos estructurales del borde occidental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Documentos de Investigación Geológica y Geotectónic*a, 10. 6 pp.

Muñoz Jiménez, J. (1976). *Los Montes de Toledo. Estudio de Geografía Física* (Tesis doctoral s.p.). Universidad de Oviedo, Oviedo.

Muñoz Jiménez, J. (1982). Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas. En: F. Quirós (Ed.), *Geografía de Asturias*. Tomo 1. Ayalga Ediciones. Salinas. 271 pp.

Ortega Valcárcel, J. (1974). *La transformación de un espacio rural: las montañas de Burgos. Estudio de geografía regional*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Valladolid, Valladolid.

Ortega Villazán, M.ªT., Morales Rodríguez, C.G. (2015). El clima de la Cordillera Cantábrica castellano-leonesa: diversidad, contrastes y cambios. *Investigaciones Geográficas*, 63, 45–67.

Pellicer Corellano, F. (1983). *Geomorfología de las cadenas ibéricas entre el Jalón y el Moncayo* (Tesis doctoral s.p.). Universidad de Zaragoza, Zaragoza.

Pérez Alberti, A. (1991). *La geomorfología de la Galicia sudoriental: problemas geomorfológicos de un macizo hercínico de la fachada atlántica Ibérica* (Tesis doctoral s.p.). Univ. Santiago de Compostela, Santiago.

Rodríguez Fernández, J.R. (1983). Evolución estructural de la zona cantábrica durante el Carbonífero. En: C. Martínez Díaz (Coord.), *Carbonífero y Pérmico de España*. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid. 151-162.

Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. y Fernández Fernández, A. (2019). La organización morfoestructural del Macizo Occidental de los Picos de Europa. Una contribución a la Geomorfología Estructural. *Espacio, Tiempo y Forma, Serie IV. Geografía*, 12, 183-214.

Sánchez Fabre, M. (1989). *Geomorfología de la depresión de Alfambra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos*. Universidad de Zaragoza, Zaragoza.

Sánchez Sánchez, J. (1982). *Geografía de Albacete. Factores de desarrollo económico de la provincia y su evolución reciente*. Instituto de Estudios Albacetenses, Albacete. TI 308 pp., TII 431 pp.

Truyols, J., Arbizu, M., García Alcalde, J.L., García López, S., Martínez Chacón, M.L., Méndez Bedia, I., Méndez Fernández, C., Menéndez, J.R., Sánchez de Posada, L.C., Soto, F., Truyols Massoni, M., Villa, E., Marcos, A., Pérez Estaún, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Aller, J., Lorenzo, P., Rodríguez Fernández, L.R. (1982). *Memoria del Mapa Geológico de España (1:50.000), hoja 77 (La Plaza, Teverga)*. Segunda serie. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 64 pp.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 44-47. ISBN: 978-84-10345-81-2

REORGANIZACIÓN FLUVIAL EN CONTEXTOS CONVERGENTES: EJEMPLOS EN COSTA RICA Y EN LAS BÉTICAS OCCIDENTALES

Drainage reorganization in convergent settings: examples from Costa Rica and the Western Betics

Jorge P. Galve[1], Guillermo Booth-Rea[1] y Guillermo E. Alvarado[2]

1. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva s/n, 18071 Granada, Spain, jpgalve@ugr.es
2. Comisión Nacional de Prevención y Atención de Emergencias (CNE), Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo, Frente al Aeropuerto Tobías Bolaños San José Pavas, San José, Costa Rica.

Abstract: The Santa Clara and Matina Plains (Costa Rica) and the deformation front of the Western Betics (Spain) illustrate the interaction between fluvial networks and active blind thrust faults. These tectonic structures have modified river sinuosity, induced channel avulsions, and created abandoned valleys. Despite differences in geodynamic setting, climate, and tectonic activity—moderate in the Betics and high in Matina, where the 1991 earthquake produced co-seismic uplifts of up to 4.5 m—both regions exhibit comparable morphological features. These cases provide compelling examples of tectonically driven fluvial reorganization in convergent settings.

Palabras clave: llanura aluvial, avulsión, valle abandonado, tectónica activa, cabalgamiento.
Keywords: alluvial plain, avulsion, wind gap, active tectonics, thrust fault.

1. INTRODUCCIÓN

La red fluvial es un excelente marcador de la deformación superficial de la corteza terrestre. Su alta sensibilidad a las perturbaciones generadas por estructuras tectónicas la convierte en una herramienta fundamental en estudios de tectónica activa (Schumm *et al*., 2002; Keller y Pinter, 2003). Esta interacción entre ríos y deformación activa en contextos convergentes ha sido ampliamente analizada en casos muy concretos en Nueva Zelanda, el Himalaya, el Tian Shan o en el frente norte de los Apeninos y la llanura del Po en Italia (Seeber y Gornitz, 1983; Burrato *et al*., 2003; Burbank y Anderson, 2012). Estos lugares han acaparado la atención de la comunidad científica, pero existen otros con ejemplos notables de esta interacción que no han sido suficientemente descritos ni catalogados (p.ej., ver Almaguer-Carmenates *et al*., 2025). Aquí mostramos varios casos en dos zonas de estudio situadas en marcos geodinámicos distintos, pero con un denominador común: ambas están en contextos convergentes, afectadas por sobrecorrimientos ciegos activos que han influenciado significativamente la red fluvial.

2. CONTEXTOS GEOLÓGICOS

Las dos regiones descritas aquí se sitúan en las Llanuras costeras de Santa Clara y de Matina (Costa Rica) y en el Frente de Deformación de las Béticas Occidentales (FDBO) (Figura 1).

Llanuras costeras de Santa Clara y de Matina (Costa Rica)

El origen geológico de las Llanuras costeras de Santa Clara y de Matina en el norte de Costa Rica está vinculado a la formación de la cuenca retroarco de Limón, dentro de la depresión tectónica de Nicaragua (Malavassi y Madrigal 1970). Esta cuenca incluye dos sectores: el Norte, mayormente no deformado, y el Sur, afectado por la deformación activa del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Brandes *et al*., 2008). Las llanuras presentan paisajes fluviales, humedales y relieves volcánicos del Plioceno-Pleistoceno. Se distinguen tres regiones geomorfológicas: piedemonte, llanura aluvial y litoral. Los ríos, por su carácter tropical, son muy dinámicos, con frecuentes cambios de curso y formación de meandros abandonados (Galve *et al*., 2024).

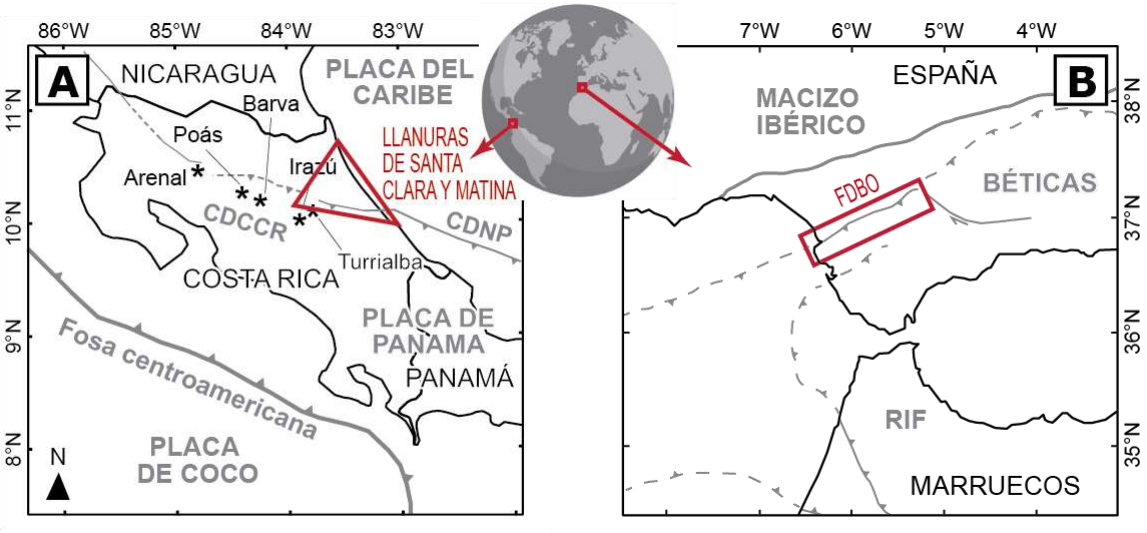


Figura 1. Localización de las zonas de estudio. A. Llanuras de Santa Clara y Matina. B. Frente de Deformación de las Béticas Occidentales (FDBO). CDNP: Cinturón de Deformación del Norte de Panamá; CDCCR: Cinturón de Deformación del Centro de Costa Rica.
Figure 1. Location of the study areas. A. Santa Clara and Matina Plains. B. Deformation Front of the Western Betics (FDBO). CDNP: North Panama Deformed Belt; CDCCR: Central Costarrican Deformed Belt.

Frente de deformación de las Béticas Occidentales

El contexto geodinámico de las Béticas Occidentales se sitúa en el límite entre las placas euroasiática y africana, en una región con deformación contractiva, extensional y transcurrente activa, influida por el retroceso de la losa subducida bajo el Arco de Gibraltar (Balanyá *et al*., 2012; Civiero *et al*., 2020). El frente de deformación se localiza sobre el borde septentrional de esta losa, en una zona con sismicidad intermedia y baja velocidad sísmica del manto superior, lo que sugiere procesos de desgarre de la losa (de Lis Mancilla *et al*., 2015). Este mecanismo delaminó la raíz cortical de amplias zonas del orógeno produciendo colapso extensional que ha generado un relieve particular con sierras aisladas entre cuencas intramontañosas (de la Peña *et al*., 2021).

3. FORMAS DEL RELIEVE ASOCIADAS A INTERACCIONES ENTRE CURSOS FLUVIALES Y CABALGAMIENTOS ACTIVOS

A continuación, se describen los diferentes rasgos del relieve que se observan en las dos regiones analizadas.

Crestas tectónicas, codos fluviales y *wind gaps* asociados

Codos fluviales denominaremos a aquellos desvíos bruscos de cursos fluviales sin apenas curvatura formando ángulos que muchas ocasiones exceden los 90° (Figura 2).



Figura 2. Vista aérea del codo del río Barbilla.
Figure 2. Aerial view of the River Barbilla elbow.

En las regiones analizadas tenemos dos ejemplos claros asociados a dos frentes de sobrecorrimiento activo. El primero de ellos es el codo del río Barbilla que presenta un cambio de dirección abrupto de unos 90° al encontrarse con una colina de alrededor de 20 m de altura formada por depósitos aluviales cuaternarios basculados definiendo una pequeña cresta tectónica (Figura 2). Asociado a esas formas también podemos identificar un *wind gap* o valle abandonado a causa del levantamiento del terreno, por un pliegue asociado a un cabalgamiento ciego activo del sistema de fallas Guápiles-Siquirres-Matina (Figura 3). También en ese mismo sistema se observan amplios *wind*

gaps asociados a la migración del río Toro-Amarillo hacia el E a causa del levantamiento del terreno y la formación de una amplia cresta tectónica. El segundo ejemplo, en las Béticas Occidentales, es el desvío de los ríos de la Peña y del Salado, afluentes de los ríos Corbones y Guadaira en la actualidad. Sus codos junto con dos *wind gaps* asociados indican como estos cursos formaban parte de la cuenca del río Amarguilla del cual se desconectaron en algún momento a causa del levantamiento del terreno asociado a la actividad de cabalgamientos ciegos activos del frente de deformación de las Béticas (Figura 4).

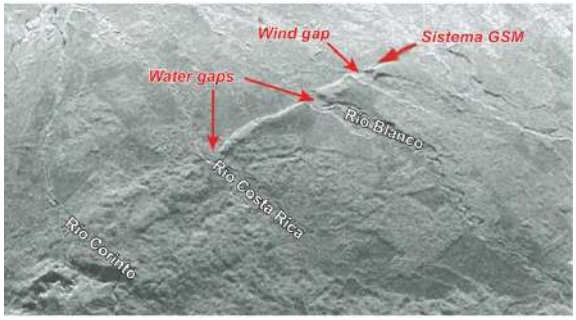


Figura 3. Imagen de radar modificada de Denyer *et al*. (2013) donde se señalan las formas fluviales asociadas al sistema de fallas Guápiles-Siquirres-Matina (GSM).
Figure 3. Radar image modified from Denyer *et al*. (2013) *where it is pointed out the fluvial landforms associated to the Guápiles-Siquirres-Matina fault system (GSM).*

Ejemplos de desvíos similares asociados al levantamiento del terreno y formación de crestas tectónicas en la región también se reconocen en los arroyos que van a parar al Embalse de Torre del Águila, por su margen derecha o los afluentes del Arroyo de Lebrija claramente desviados de su orientación preferente hacia el río Guadalquivir.

Abombamientos tectónicos, meandros y cursos abandonados y zonas deprimidas

El levantamiento del terreno por cabalgamientos ciegos en llanuras aluviales puede causar cambios en la sinuosidad fluvial, abandono de meandros y migraciones de cauce (Burrato *et al*., 2003). Ejemplos claros se observan en la llanura costera de Matina. El río Pacuare muestra un aumento abrupto de sinuosidad en la zona de Galicia, seguido de un retorno a su dirección original, con presencia de meandros abandonados que evidencian avulsiones recurrentes (Figura 5).
En la misma área, hacia el E, destaca la antigua laguna Cuatro, de morfología sinuosa y hoy desaparecida por actividades agrícolas. También el río Matina y su afluente Chirripó presentan una elevada densidad de meandros abandonados (Figura 5).

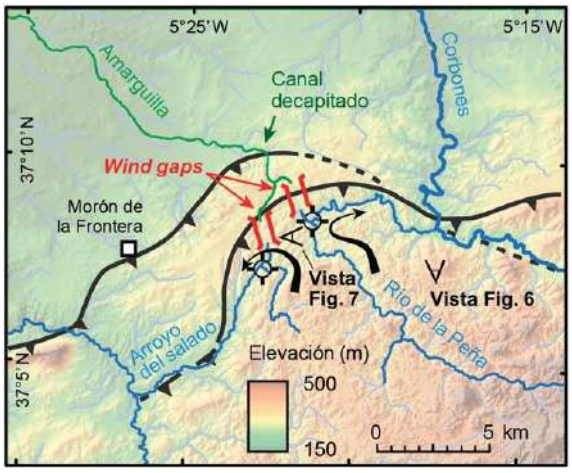


Figura 4. Mapa esquemático de los codos y *wind gaps* de los ríos de la Peña y del Salado.
Figure 4. Schematic map of the wind gaps and elbows of the de la Peña and del Salado Rivers.

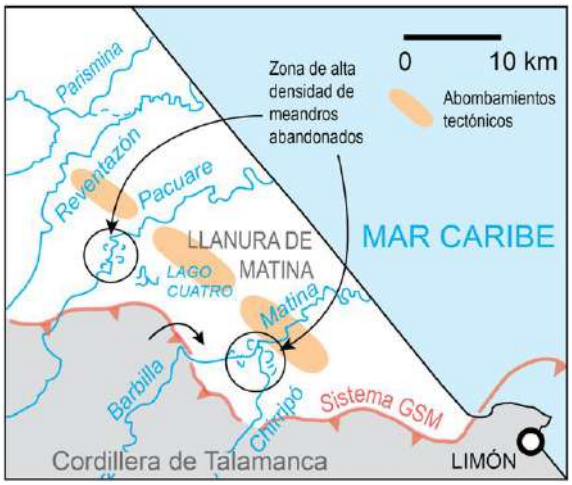


Figura 5. Mapa esquemático de los abombamientos tectónicos observados en la llanura de Matina y los rasgos fluviales asociados. Sistema GSM: Sistema de fallas Guápiles-Siquirres-Matina
Figure 5. Schematic map of the tectonic bulges observed in the Matina Plain and the fluvial features associated to them. Sistema GSM: Guapiles-Siquirres-Matina fault system.

Estos rasgos indican una deformación activa que modifica la topografía de la llanura y altera los cauces. Se ha identificado una zona ligeramente elevada, probablemente relacionada con el crecimiento de un pliegue por una falla ciega aún no cartografiada, posiblemente una nueva rama de sobrecorrimientos por delante del sistema de fallas Guápiles-Siquirres-Matina.

Estos cambios de sinuosidad y abandono de segmentos de canal también se observan en los

ríos que atraviesan el frente de deformación de las Béticas, en un contexto algo diferente al de la llanura de Matina al no tratarse de zonas de llanura si no en un relieve en fase denudativa. Así, encontramos buenos ejemplos de lo mencionado en los tramos de los ríos Corbones o de la Peña (Figuras 6 y 7).



Figura 6. Vista oblicua desde el sur del relieve del tramo del río Corbones afectado muy probablemente por la actividad del FDBO. Ver Figura 4 para localización.
Figure 6. Oblique view from south of the landscape of the segment of the Corbones River most probably affected by the FCBO activity. See Figure 4 for location.



Figura 7. Vista oblicua desde el oeste del relieve del tramo del río de la Peña donde se reconocen meandros abandonados. Ver Figura 4 para localización.
Figure 7. Oblique view from west of the landscape of the segment of the de la Peña River where paleochannels are recognized. See Figure 4 for location.

4. CONCLUSIONES

Tanto las Llanuras de Santa Clara y Matina como la región oeste de las Béticas ofrecen ejemplos claros de la interacción de la red fluvial con estructuras tectónicas activas en contextos convergentes. El estudio más profundo de estos ejemplos mediante técnicas avanzadas de datación y morfometría, que actualmente están en proceso, podrán aportar nuevos datos sobre la actividad de esas estructuras, su peligro asociado y cómo el relieve evoluciona en este tipo de contextos.

AGRADECIMIENTOS

Esta publicación es parte del proyecto de I+D+i "LANDMARC" (PID2023-149821NB-I00) financiado/a por MICIU/AEI/10.13039/501100011033/ y por FEDER, UE.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almaguer-Carmenates, Y., Batista-Rodríguez, J. A., Batista-Cruz, R. Y., de Jesús López-Saucedo, F. (2025). Tectonic geomorphology of mountain relief in the northeast of Mexico. Example of the Santa Rosa, Obayos and Pájaros Azules ranges. *Journal of South American Earth Sciences*, 67, 140-157.

Balanya, J. C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I., Torcal, F., Pérez-Peña, V. y Booth-Rea, G. (2012). Arc-parallel vs back-arc extension in the Western Gibraltar arc: Is the Gibraltar forearc still active? *Geológica Acta: an international earth science journal*, 10 (3), 249-263.

Brandes, C., Astorga, A., Littke, R., Winsemann, J. (2008). Basin modelling of the Limón Back-arc Basin (Costa Rica): Burial history and temperature evolution of an island arc-related basin-system. *Basin Res.*, 20, 119-142.

Burbank, D. W., Anderson, R. S. (2012). *Tectonic Geomorphology*. 2.ª ed. Chichester, England: Wiley

Burrato, P., Ciucci, F., Valensise, G. (2003). An inventory of river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: Evidence for active blind thrust faulting. *Annals of Geophysics*, 46 (5), 865-882.

Civiero, C., Custódio, S., Duarte, J. C., Mendes, V. B., Faccenna, C. (2020). Dynamics of the Gibraltar arc system: A complex interaction between plate convergence, slab pull, and mantle flow. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 125 (7), e2019JB018873.

de la Peña, L. G., Ranero, C. R., Gràcia, E., Booth-Rea, G. (2021). The evolution of the westernmost Mediterranean basins. *Earth-Science Reviews*, 214, 103445.

de Lis Mancilla, F., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J. V., Morales, J., Azañón, J. M., Giaconia, F. (2015). Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics*, 663, 225-237.

Denyer, P., Montero, W., Alvarado, G. (2013). *Atlas Tectónico de Costa Rica*. San José, Universidad de Costa Rica.

Galve, J. P., Alvarado, G. E., Sanabria, I., Granados-Bolaños, S., Ruano, P., Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M. (2024). Geomorphology of the Caribbean coastal plains of northern Costa Rica: The realm of avulsive fluvial systems. En: *World Geomorphological Landscapes* Springer International Publishing, 413-430.

Keller, E.A. y Pinter, N. (2003) *Active Tectonics: Earthquakes & Res Nav*. Philadelphia, Prentice Hall.

Malavassi E. y Madrigal R (1970). Reconocimiento Geológico de la Zona Norte de Costa Rica. *Inf. Técnico y Notas Geol.* 9 (38), 1-12.

Schumm, S.A., Dumont, J.F. y Holbrook, J.M. (2002) *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge, England, Cambridge University Press.

Seeber, L., Gornitz, V. (1983) River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92 (4), 335-367.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 48-51. ISBN: 978-84-10345-81-2

¿HORST O POP-UP? CONSIDERACIONES TERMINOLÓGICAS EN LA GEOMORFOLOGÍA ESPAÑOLA: CASO DE ESTUDIO SISTEMA CENTRAL IBÉRICO

Horst or Pop-up? Terminological considerations in Spanish geomorphology: a case study of the Iberian Central System

Roberto García Esteban[1]

1. Departamento de Geografía de la Universidad Nacional de Educación a Distancia, Paseo Senda del Rey, 7, 28040 Madrid, rgarcia@geo.uned.es

Abstract: This communication provides an overview of the most widely accepted interpretations regarding the origin and evolution of the Central System in the Iberian Peninsula. As various hypotheses have emerged over time, the terminology used to describe them has also changed. As a result, several new terms have been introduced in recent decades. In addition to summarizing the evolution of interpretations related to the formation and development of this mountain range, this work offers a critical discussion and a terminological proposal based on specific terms that have gradually incorporated into the Spanish geomorphological nomenclature —especially in the field of structural geomorphology—which seem to require further clarification and standardization.

Palabras clave: Sistema Central Ibérico, horst, estructura pop-up, geología estructural, geomorfología estructural.
Keywords: Iberian Central System, horst, pop-up structure, structural geology, structural geomorphology.

1. INTRODUCCIÓN

La configuración actual del Sistema Central Ibérico o Hispano-Portugués, caracterizada por bloques elevados y hundidos, es el resultado de un extenso proceso geológico que se vincula a dos orogenias principales: la Varisca (o Herciniana) y la Alpina.

Esta comunicación reúne y presenta las principales hipótesis sobre la formación y evolución tectónica y morfoestructural de este sistema montañoso. Se lleva a cabo un análisis que incluye consideraciones y propuestas terminológicas relevantes derivadas de las diversas interpretaciones relacionadas con la orogenia Alpina, su conocimiento actual y la terminología empleada en la actualidad.

2. LA FORMACIÓN DEL SISTEMA CENTRAL IBÉRICO: TECTÓNICA ALPINA

Interpretaciones clásicas

Desde principios del siglo XX, las interpretaciones clásicas sobre las fases de deformación Alpina coincidían, en términos generales, en la organización estructural del Sistema Central Ibérico, describiéndolo como un sistema de bloques elevados y hundidos (*mountain faultblock* o *horst-block* y *grabens*, respectivamente) separados por fallas y desgarres (Hernández Pacheco, 1923; Ubanell, 1994). Este modelo se mantuvo vigente hasta mediados de la década de 1970, sugiriendo que el relieve germánico de bloques elevados y hundidos comenzó a formarse ya en la época Miocena. Tras una primera fase Alpina de carácter compresivo durante el Oligoceno, que afectó al zócalo limitado por fallas inversas y plegó suavemente la cobertera sedimentaria, a inicios del Mioceno se produjo el levantamiento de los principales bloques que configuran el Sistema Central Ibérico, interpretado por estas posturas clásicas como resultado de ajustes isostáticos y fases de compresión-descompresión (Solé Sabarís, 1952; Birot y Solé Sabarís, 1954) (Figura 1).

Así, se generó una desnivelación general, formando una sucesión de bloques fallados que definieron *horsts* o macizos tectónicos y *grabens* o fosas tectónicas, por escalonamiento, donde las cumbres fueron modeladas por agresivos sistemas morfogenéticos del Terciario, mientras que las fosas y cuencas se rellenaron de

sedimentos que formaron grandes abanicos aluviales (Hernández Pacheco, 1923).

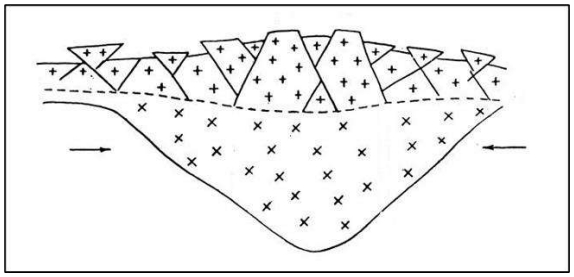


Figura 1. Interpretación estructural del Sistema Central Ibérico a mediados del siglo pasado según Birot y Solé Sabarís (1954).
Figure 1. Structural interpretation of the Iberian Central System in the middle of the last century according to Birot and Solé Sabaris (1954).

Interpretaciones recientes

Interpretaciones más recientes consideran la génesis del Sistema Central Ibérico como un proceso de abombamiento regional de la corteza (Alía Medina, 1976). Basándose en estudios gravimétricos que no evidenciaban un engrosamiento apreciable de la corteza en el área del Guadarrama, esta región es considerada como un sistema montañoso sin raíces (Rosales *et al*., 1977). Durante el Paleógeno, comenzaría la formación de una gran bóveda de forma elíptica y con orientación NE-SW, en respuesta a los esfuerzos compresivos laterales, denominada por Alía Medina (1976) como "Bóveda Castellano-Extremeña". En esta línea, se explica la génesis del Sistema Central Ibérico como una gran bóveda resultante de regímenes tectónicos compresivos que, al cesar la compresión durante el Mioceno, provocaron el hundimiento de algunos bloques y el levantamiento de otros.

Este planteamiento fue posteriormente desarrollado por Portero García y Aznar Aguilera (1984), quienes sitúan el inicio del levantamiento del Sistema Central Ibérico como un bloque elevado de forma romboidal (*rhomb horst*) y la aparición de fosas intramontañosas tipo *pull-apart*, como la del Lozoya, formadas por el hundimiento de bloques romboidales (*rhomb graben*) durante episodios compresivos que comenzaron en el Eoceno y reactivaron las fracturas tardihercínicas. Durante el Mioceno Medio-Superior, se producirían episodios de sedimentación terciaria hacia los bordes.

Esta interpretación fue reinterpretada, algunos años después, por Vegas *et al*. (1986), Vegas y Suriñach (1987) y Vegas *et al*. (1990), quienes coinciden en que una fase compresiva comenzó en el Eoceno y se extendió hasta la actualidad, configurando el relieve de este sistema montañoso debido a la convergencia de las placas tectónicas de Eurasia y África, en lo que se denomina modelo de "deformación distribuida".

Apoyándose en estudios geológicos y geofísicos más recientes, primero apuntan a una fase anterior (Cretácico Superior-Paleógeno) con la translación de la placa Ibérica respecto a la de Eurasia, causando que las fallas actuaran como cizallas simples y originaran rotaciones dextrales en los bloques limitados por fallas (Vegas *et al*., 1990). En segundo lugar, según estos estudios y registros sísmicos, se reconoce un engrosamiento de la corteza bajo Gredos, extensible al resto del Sistema Central Ibérico, lo que contrasta con la visión de Rosales *et al*. (1977), ya que se podría considerar como una macroestructura cortical con raíces.

Además, se señala un comportamiento diferencial entre el engrosamiento generalizado y arqueado de la corteza inferior, de naturaleza dúctil, y el engrosamiento de la corteza superior, frágil, que se habría levantado a través de bloques articulados por fallas inversas durante la fase compresiva que se inició en el Eoceno.

Últimas interpretaciones y estado actual de la cuestión

Desde 1990, nuevas publicaciones han aportado diferencias sustanciales con respecto a modelos anteriores. En términos generales, y diferenciando varios sectores y estilos tectónicos, estas interpretaciones consideran el levantamiento del Sistema Central Ibérico como un gran *pop-up*, que representaría el límite externo del sistema de estructuras compresivas asociadas al orógeno Bético, vinculadas a la Tectónica Alpina, y como resultado de una *thin-skin thrust tectonic* (tectónica cabalgante de piel fina) que afectaría a la corteza superior (Warburton y Álvarez, 1989).

Asimismo, Ribeiro *et al*. (1990) (Figura 2) interpretan este fenómeno como un *pop-up* debido a la reactivación alpina del basamento varisco del antepaís a través de fallas inversas con vergencia NW, asociado a la compresión Bética y un despegue o *detachment* profundo a lo largo de Moho. Sin embargo, la extrapolación de este modelo al resto del Sistema Central Ibérico presenta dudas, ya que este modelo de "Despegue en el Antepaís Alpino" se basa en estudios realizados en el borde Atlántico de Portugal (Ubanell, 1994).

Actualmente, se sitúa el Cenozoico como la era de formación del relieve del Sistema Central Ibérico, fundamentalmente durante el Oligoceno-Mioceno Inferior, como consecuencia de los esfuerzos compresivos intraplaca que ocasionaron una serie de cabalgamientos que levantaron el basamento varisco sobre las cuencas de Duero y Madrid en un sistema de *pop-up* y *pop-down* (bloque levantado y bloque hundido, respectivamente, entre dos cabalgamientos de vergencia contraria).

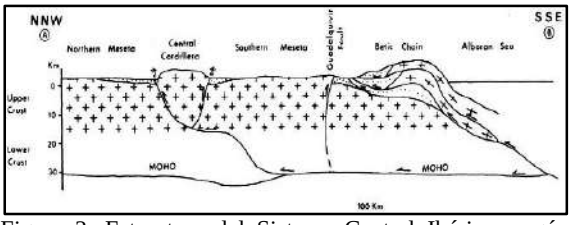


Figura 2. Estructura del Sistema Central Ibérico, según Ribeiro *et al*. (1990).
Figure 2. Structure of the Iberian Central System, according to Ribeiro et al. (1990).

De este modo, se configura, por ejemplo, la actual estructura morfotectónica específica que presenta el sector de la Sierra de Guadarrama dentro del conjunto de la macroestructura del Sistema Central Ibérico. Mientras tanto, los cabalgamientos activos solo se detectan en la parte más occidental de esta cadena intraplaca, en el tramo portugués (De Vicente, 2019).
Además, se observa una disposición asimétrica entre los bordes N y S que delimitan esta cadena antepaís o intraplaca: en el sur, principalmente mediante una gran falla (el cabalgamiento del borde sur, con un salto vertical de más de 5 km), mientras que en el norte se presenta de manera más distribuida a través de una serie de cabalgamientos imbricados de piel gruesa (*thick-skin thrust tectonic*) (De Vicente, 2009).

3. LA EVOLUCIÓN TERMINOLÓGICA

El análisis de la evolución de las interpretaciones geológico-estructurales revela tanto similitudes como diferencias en las diversas terminologías empleadas para describir los bloques elevados y hundidos que constituyen las estructuras de esta cadena montañosa. Desde las designaciones clásicas de *horsts* y *grabens* para referirse a los macizos y fosas tectónicas, respectivamente, hasta los conceptos de *pop-up* y *pop-down*, que describen bloques levantados y hundidos entre dos cabalgamientos de vergencia contraria, como resultado de una *thin-skin thrust tectonic* (tectónica cabalgante de piel fina) que afecta a la corteza superior.
Además, se han introducido terminologías que caracterizan la forma romboidal de los bloques elevados (*rhomb horst*) y hundidos (*rhomb graben*), así como la aparición de fosas intramontañosas tipo *pull-apart*, como es el caso de la del Lozoya.
En el ámbito de la geología estructural, tanto los *horsts* y *grabens* como las estructuras *pop-up* y *pop-down*, son formas de relieve generadas por la actividad tectónica, aunque difieren significativamente en su geometría, mecanismos de formación y contexto o régimen tectónico.
Por definición, un *horst* es un bloque elevado de la corteza terrestre limitado por fallas normales a ambos lados, formándose en ambientes tectónicos extensionales donde la litosfera se estira y adelgaza. Los bloques adyacentes al *horst*, denominados *grabens*, se hunden mientras el *horst* permanece elevado o se eleva ligeramente (Figura 3).

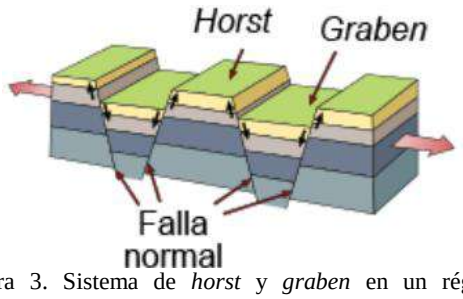


Figura 3. Sistema de *horst* y *graben* en un régimen extensional (Tomado de Wikimedia Common).
Figure 3. Horst and graben system in an extensional regime (Wikimedia Common).

En contraste, una estructura *pop-up* (o levantamiento por empuje) es un bloque elevado situado entre dos fallas inversas convergentes o de cabalgamiento, formándose en contextos compresivos, donde los esfuerzos tectónicos empujan los bloques centrales hacia arriba como resultado de la compresión.
Por lo tanto, los *horsts*, que son comunes en regiones con tectónica extensiva, presentan un perfil simétrico o asimétrico, pero su forma tiende a ser más rectilínea, mientras que las estructuras *pop-up*/*pop-down* son típicas en cinturones de pliegues y cabalgamientos.

4. DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES FINALES

Esta comunicación plantea un debate sobre la validez o acierto de la nueva terminología

anglosajona que ha surgido en la literatura científica desde principios del siglo XXI, en relación con algunos sectores de este sistema montañoso, donde se equiparan ambos términos. En este contexto, es importante señalar que, aunque las interpretaciones clásicas han sido fundamentales para el conocimiento morfoestructural de ciertos sectores del Sistema Central Ibérico, como la Sierra de Guadarrama, los avances en los conocimientos geológicos y geofísicos actuales han llevado al descarte de ambos modelos.

Por esta razón, los términos germánicos, *horst* y *graben*, introducidos en 1883 por el geólogo austriaco Eduard Suess, tradicionalmente utilizados en tectónica para describir bloques limitados por fallas normales, deberían ser abandonados al referirse a los bloques elevados y hundidos presentes en este sistema montañoso. Sin embargo, a pesar de estas propuestas, el uso de estos términos sigue siendo ampliamente aceptado y utilizado en la actualidad. La terminología en inglés disponible, *pop-up* y *pop-down*, resulta demasiado genérica, coloquial, además de versátil, como *phrasal* verbs, a otros campos como, por ejemplo, el computacional y el comercial, y la fuerte tradición de los términos germánicos, dificultan su reemplazo.

Como propuesta, se sugiere la incorporación prefijada de una abreviatura seguida de guion, que indique el tipo de falla responsable de la estructura, dado que este es el rasgo más distintivo en su diferenciación terminológica.

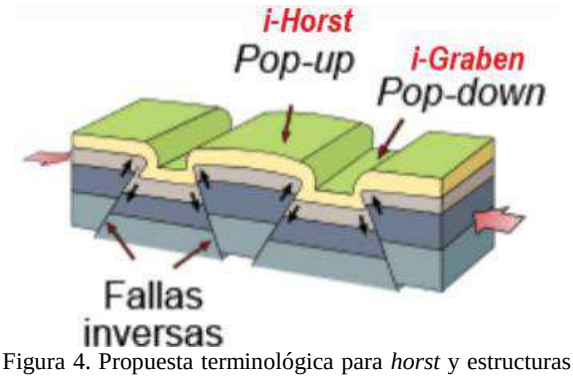


Figura 4. Propuesta terminológica para *horst* y estructuras *pop-up* (*i-Horst*). Elaboración propia a partir de Wikimedia Common.

Figure 4. Terminology proposal for horst and pop-up structures (i-Horst). Own elaboration from Wikimedia Common.

En este sentido, se propone utilizar *i-horst* para referirse a bloques elevados por fallas inversas en régimen compresivo y *n-horst*, o simplemente *horst*, para aquellos generados por fallas normales en un ámbito extensional (Figura 4), como se ha señalado ya en alguna publicación reciente (García-Esteban, 2022, p. 132).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alía Medina, M. (1976). Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la Bóveda Castellano-Extremeña. *Estudios Geológicos*, 32 (2), 229–238.

Birot, P. y Solé Sabarís, L. (1954). *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española*. Instituto Juan Sebastián Elcano, (CSIC).

De Vicente, G. (2009). Guía ilustrada de los cabalgamientos alpinos en el Sistema Central. *REDUCA* (*Geología*), 1 (1).

De Vicente, G., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A. J., Vegas, R.; Antón López, L., Martín-Velázquez, S., Giner-Robles, J. y Rodriguez-Pascua, M. (2019). La Deformación Alpina En el Sistema Central Español. *Geo-Guías*, 11 (11), 299-308.

García-Esteban, R. (2022). Summit typology and detailed geomorphological landscape units mapping through the application of direct and indirect methods: A case study in the Sierra de Guadarrama National Park, Spain. *Cuaternario y Geomorfología*, 36 (1-2), 129-157. https://doi.org/10.17735/cyg.v36i1-2.89468

Hernández Pacheco, E. (1923). Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. *Asociación Española para el Progreso de las Ciencias*. Congreso de Salamanca, Tomo 2.

Portero García, J. M. y Aznar Aguilera, J. M. (1984). Evolución morfotectónica y sedimentaciones terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). En: *Actas del I Congreso Español de Geología*. Segovia, 253-263.

Ribeiro, A., Kullberg, M. C., Kullberg, J. C., Manuppella, G. y Phipps, S. (1990). A review of alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 357-366.

Rosales, F., Carbo, A. y Cadavid, S. (1977). Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales. *Boletín Geológico y Minero*, 88, 567-573.

Solé Sabarís, L. (1952). Geografía física de España. En: M. de Terán (Ed.), *Geografía de España y Portugal*. Muntaner y Simón, T. 1, 487 p.

Ubanell, A. G. (1994). Los modelos tectónicos del Sistema Central Español. *Cuaderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19, 249-260.

Vegas, R., Vázquez, J. T. y Marcos, A. (1986). Tectónica y morfogénesis en el Sistema Central Español: Modelo de deformación intracontinental distribuida. *Geogaceta*, 1, 24-25.

Vegas, R. y Suriñach, E. (1987). Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia. *Geogaceta*, 2, 40-42.

Vegas, R., Vázquez, J. T., Suriñach, E. y Marcos, A. (1990). Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184, 367-378.

Warburton, J. y Álvarez, C. (1989). A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En: *Libro Homenaje a Rafael Soler*. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (AGGEP), 147-155.

Wikimedia Common, U.S. Geological Survey (USGS) derivative work: Gregors, 28/06/2025, https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=15432947

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 52-55. ISBN: 978-84-10345-81-2

REINTERPRETANDO EL ORIGEN DE LA LAGUNA DE LA POSADILLA (VALVERDE, CIUDAD REAL): ¿POR QUÉ SE EQUIVOCÓ FRANCISCO HERNÁNDEZ-PACHECO?

"Reinterpreting the origin of the Laguna de la Posadilla (Valverde, Ciudad Real): Why was Francisco Hernández Pacheco wrong?

Rafael Ubaldo Gosálvez Rey[1,2], Rafael Becerra-Ramírez[1,2], Estela Escobar Lahoz[1,2], Margarita Moreno Nevado[1,2] y Elena González Cárdenas[1,2]

1. GEOVOL-UCLM. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Facultad de Letras. (Universidad de Castilla-La Mancha). Avda. Camilo José Cela, s/n. 13071. Ciudad Real, España.
2. Instituto Volcanológico de Canarias, C/ Irlanda 2, 38400, Puerto de La Cruz, España.
rafaelu.gosalvez@uclm.es

Abstract: Knowledge in geomorphology and volcanology has progressed through both successes and errors that helped refine theories. In the case of La Posadilla shallow lake, a new interpretation rejects the earlier hypothesis of a Strombolian or Vulcanian genesis of the cone formation proposed by Hernández-Pacheco (1932). Instead, the maar's origin is attributed to a powerful phreatomagmatic eruption that produced pyroclastic flows. Later, fissural eruptions generated lava flows in various locations. These were followed by additional eruptive pulses that led to the formation of the El Portillo crater and the Peñas Negras, marking the final stages of the complex's eruptive history.

Palabras clave: Error, Hernández-Pacheco, *Maar* de La Posadilla, Geositio internacional VU010.
Keywords: Wrong, Hernández-Pacheco, Maar de La Posadilla, Global Geosite VU010.

1. INTRODUCCIÓN

El progreso del conocimiento científico se puede atribuir no solo a los logros sino también, en muchos casos, a los errores (Popper, 1973). En los ámbitos de la geomorfología y de la volcanología, que se caracterizan por abordar temas complejos y dinámicos, el error ha sido históricamente un impulso para el progreso de estas disciplinas. A través de interpretaciones equivocadas, hipótesis refutadas y modelos desfasados, estas disciplinas han construido un conocimiento más robusto y afinado de los procesos que tienen lugar en el planeta Tierra.

Durante siglos, geólogos y geógrafos se esforzaron por dilucidar los procesos subyacentes a la formación de las montañas, la distribución de los fósiles o los rasgos del relieve mediante teorías que actualmente se consideran anticuadas, como el catastrofismo y el fijismo (Sala Sanjaume y Batalla Villanueva, 1996). Del mismo modo, numerosas interpretaciones erróneas se han rectificado gracias a la aplicación de nuevas tecnologías, como el análisis isotópico, la datación radiométrica y la teledetección por satélite (Church, 2010). En consecuencia, investigar en geomorfología sin abordar la importancia del error es presentar una perspectiva incompleta, pues el error hay que interpretarlo como parte del método. Gracias a él, las teorías se refinan, los modelos se corrigen y las técnicas se perfeccionan (Lakatos, 1970). A través de errores interpretativos, fracasos predictivos o hipótesis descartadas, la geomorfología se ha fortalecido, acercándose cada vez más a una comprensión precisa de los procesos que moldean nuestro planeta, y permitiendo a su vez incorporar actitudes científicas esenciales como la duda metódica o la revisión crítica (Church, 2010).

En esta contribución abordamos una nueva interpretación de la génesis de la laguna de La Posadilla, *maar* reconocido como Global Geosite (VU010) y LIG (TM136) y de excepcional valor paisajístico. Nuestra aportación difiere sustancialmente de la propuesta realizada en el año 1932 por F. Hernández-Pacheco, que luego retomarán y adaptarán González Cárdenas (1992) y Poblete Piedrabuena (1994). Para estos autores, previo a la formación del *maar* de La Posadilla, hubo un cono de piroclastos de génesis estromboliana que desapareció tras el evento hidromagmático que originó el actual cráter de La Posadilla. En este

trabajo descartamos completamente la existencia de ese cono volcánico previo.

2. MÉTODOS

El estudio del origen del *maar* de la laguna de La Posadilla se ha abordado desde los presupuestos de la geomorfología, aplicando para ello un conjunto de técnicas de trabajo, desde la revisión de la documentación bibliográfica hasta el análisis en gabinete, siendo muy importante la toma de datos en campo. En un primer momento se procedió a revisar la bibliografía publicada sobre la laguna de La Posadilla que fue complementada con la consulta de ortofotografías aéreas (PNOA), de la cartografía topográfica (IGN) y de la geológica (MAGNA-50), lo que ha permitido evaluar el conocimiento inicial sobre este edificio volcánico. Paralelamente, se han llevado a cabo una serie de trabajos de campo que ha permitido la delimitación, la contextualización geológica y el reconocimiento de los depósitos y de las formas relacionadas con la actividad volcánica en la zona. En gabinete se ha obtenido el MDE (CNIG) con la ayuda de QGIS. Este procedimiento metodológico ha permitido caracterizar las morfologías y depósitos reconocidos y adscribirlos a un tipo de erupción.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La interpretación original propuesta por F. Hernández-Pacheco (1932)
Este autor fue el primero en interpretar la génesis de la laguna de La Posadilla, atribuyéndola a una fuerte explosión vulcaniana que originó un cono de piroclastos actualmente desaparecido. De esta explosión surgieron cenizas, algunas de las cuales fueron reconocidas por él en el borde N del cráter. En el E, identificó una colada de lava que formó el cerro de Piedra Negra, la cual se bifurca en dos brazos: uno corto hacia el NNE, siguiendo el arroyo de Fuentillejo, y otro más extenso, que avanza al N superando los dos kilómetros de longitud. También señaló la presencia de capas de ceniza entre el río Guadiana y el anejo de Valverde, depositadas tanto por explosiones como por aguas de arroyada. Finalmente, identificó otra colada de lava que desciende desde el S del alto de Malosaires hacia el valle del Guadiana, relacionada, al igual que la del N, con el cono de piroclastos desaparecido.

La interpretación de E. Ancochea Soto (1983)
Este autor interpreta La Posadilla como un cráter explosivo o *maar* que sería resultado de una actividad eruptiva freatomagmática, aunque no entra en disquisiciones sobre su evolución morfoeruptiva.

La información aportada por el MAGNA-50 hoja 784 Ciudad Real (Pérez González y Portero, 1988)
El MAGNA-50 no hace una interpretación de la evolución morfoeruptiva del *maar* de la laguna de La Posadilla, pero ofrece la primera cartografía de detalle (Figura 1) que autores posteriores utilizarán como referencia en sus trabajos.

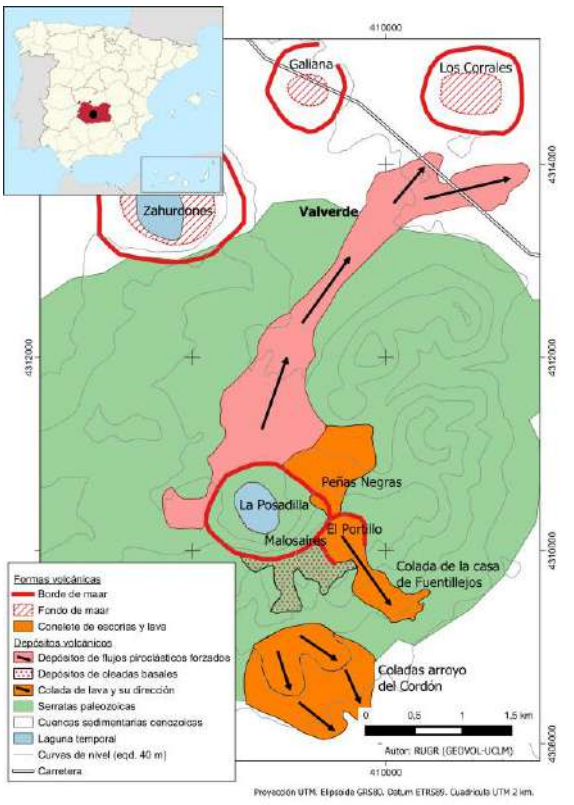


Figura 1. Esquema geomorfológico simplificado del *maar* de La Posadilla y su entorno.
Figure 1. Simplified geomorphological scheme of La Posadilla maar and its surroundings.

En este mapa se identifican claramente el *maar* de La Posadilla y el cráter de El Portillo, los depósitos hidromagmáticos procedentes de La Posadilla encauzados por un valle que llegan casi al río Guadiana, el edificio Peñas Negras del que no parten coladas de lava, la colada de lava que surge de El Portillo hacia el Guadiana y las dos coladas de lava que se desplazan desde la media-baja ladera meridional de la sierra hacia el Guadiana (arroyo del Cordón). Las coladas de

lava y materiales piroclásticos son nefelinitas olivínicas, a excepción de la primera colada del arroyo del Cordón que son basaltos y basanitas.

La interpretación de M.E. González Cárdenas (1992)

El *maar* de Fuentillejos (o La Posadilla) tendría una evolución eruptiva compleja, dividida en dos fases: 1) una erupción estromboliana que formó un cono de piroclastos sobre el nivel de cumbres, desde el cual se emitió la colada del arroyo del Cordón hacia el valle del Guadiana. Nuevas erupciones estrombolianas generaron un segundo cono orientado al N, del que aún se conservan restos en la parte oriental del *maar*, y emitieron coladas superpuestas a la anterior; 2) una erupción hidromagmática, destruyendo el cono inicial (Fuentillejos I) y originando el actual *maar* mediante una explosión dirigida. Esta se canalizó hacia el paleovalle de Valverde por la menor resistencia de los materiales, generando una oleada piroclástica húmeda que alcanzó el Guadiana y dejó un depósito caótico, con fragmentos líticos angulosos, de distintos tamaños y facies diferenciadas, cementados por una matriz alterada (Figura 2).



Figura 2. Aspecto de los depósitos de flujos piroclásticos (PDC) que desde la laguna de la Posadilla descienden por el paleovalle de Valverde. Facies distal.
Figure 2. View of the pyroclastic flow deposits (PDC) that descend from the Posadilla "laguna" through the Valverde palaeovalley. Distal facies.

Además, esta autora identifica dos *maares* adicionales: uno al NO, más antiguo y cubierto por piroclastos de caída, y otro al SE, el cráter de Malosaires o El Portillo. Este último, de forma semicircular y abierto al S, se formó después del *maar* de La Posadilla y está parcialmente cubierto por una colada posterior, la colada de la Casa de Fuentillejos. Esta secuencia muestra una dinámica eruptiva compleja y diversa. Posteriormente, González Cárdenas (s.f.) duda sobre esta explicación y considera que tal vez la génesis de la laguna de La Posadilla no tenga relación con un edifico magmático anterior.

La interpretación de M.A. Poblete Piedrabuena (1994)

Este autor distingue cuatro fases principales del complejo volcánico de La Posadilla: 1) formación de un cono de piroclastos con emisión de coladas; 2) apertura del *maar* de La Posadilla: 3) apertura del *maar* de El Portillo; y 4) edificación del volcán de Peñas Negras.

La actividad se iniciaría con erupciones estrombolianas que generan un cono de piroclastos y dos coladas superpuestas hacia el valle del Guadiana. La primera colada es basáltica y la segunda de nefelinitas olivínicas, lo que sugiere un cambio en la fuente magmática y un intervalo temporal. Ambas se depositan sobre margas y calizas pliocenas y glacis de acumulación del Pleistoceno, lo que sitúa la erupción en el Pleistoceno medio. Este volcán inicial sería comparable al cercano de Peñarroya. Después, una erupción freatomagmática destruye el cono de Malosaires (Fuentillejos I para González Cárdenas), junto con parte de los crestones cuarcíticos. La explosión fue canalizada lateralmente por el paleovalle de Valverde, alcanzando 4 km de longitud. Este evento, atribuido al Pleistoceno medio o medio-superior, generó depósitos caóticos y masivos de color oscuro, similares a flujos de lodo (*mudflow*s), que son los que F. Hernández-Pacheco (1932) interpretó como una colada de lava (Figura 2).

La tercera fase corresponde a una erupción freática que formó el *maar* de El Portillo. Luego, se emitieron dos coladas de lava nefelínica hacia el N y el S, que fosilizan depósitos coluviales würmienses, lo que sugiere un evento del Pleistoceno superior. Para este autor, El Portillo y sus coladas formarían un segundo ciclo eruptivo, configurando un volcán poligénico.

Finalmente, el edificio de Peñas Negras y su colada representan la última manifestación eruptiva de este complejo eruptivo, posterior a los *maares*, pues su presencia de ser anterior habría sido destruida por éstos.

Nueva interpretación propuesta

Tras los trabajos realizados en campo y gabinete descartamos completamente la existencia previa de un cono de piroclastos generado en una

erupción estromboliana o vulcaniana, cono que González Cárdenas (1992) denomina Fuentillejos I y Poblete Piedrabuena (1994) Malosaires, al retomar estos dos autores la idea original de Hernández-Pacheco sin discutirla.

El error cometido por F. Hernández Pacheco en 1932 al confundir los depósitos de flujos piroclásticos procedentes del *maar* de La Posadilla con una colada de lava y al interpretar que las coladas del arroyo del Cordón tenían que proceder necesariamente de ese cono previo al maar, se mantuvo en las interpretaciones de González Cárdenas (1992) y Poblete Piedrabuena (1994).

Hoy sabemos que la principal "colada de lava" encauzada hacia al N según F. Hernández-Pacheco es, en realidad, un depósito de flujos piroclásticos (corrientes de densidad piroclásticas-PDC) vinculado a la apertura del *maar* de La Posadilla, similar a las ignimbritas basálticas descritas en La Garrotxa por Martí *et al.* (2017) y que Vegas *et al.* (2004) interpretaron como una colada piroclástica. Este tipo de depósitos son los únicos de esta génesis reconocidos hasta el momento en el Campo de Calatrava.

En cuanto a las coladas meridionales del arroyo del Cordón que se dirigen al Guadiana, son el resultado de una erupción fisural abierta en la media-baja ladera sur de la sierra, ya que no hay ningún rastro de conexión con la parte superior, de la que distan casi 800 m. Por otra parte, el edificio Peñas Negras o Piedras Negras, abierto en el borde E del maar de La Posadilla y al norte del cráter de El Portillo, sería consecuencia de una erupción también fisural, posiblemente relacionada con la apertura de El Portillo.

En cuanto a la secuencia eruptiva del complejo volcánico de La Posadilla se iniciaría con una potente erupción freatomagmática, que emitió flujos piroclásticos que se encauzaron por el paleovalle de Valverde. A continuación, pudo iniciarse una erupción fisural en la ladera meridional del cordal cuarcítico de la sierra, en el entorno del arroyo del Cordón, que generarían dos coladas de lava, una de composición basáltica o basanítica y la segunda de nefelinitas olivínicas. Posteriormente, por un nuevo aporte y/o contacto con agua, se produciría la apertura del cráter del Portillo que, una vez agotada, generaría el derrame de una colada hacia el sur y, de manera coetánea, o posterior, se desarrolló la construcción del pequeño conelete de escorias de Peñas Negras y un derrame lávico de corto recorrido en dirección N.

4. CONCLUSIONES

El conocimiento en geomorfología y volcanología ha avanzado gracias a errores que impulsaron nuevas hipótesis. Este estudio propone una nueva interpretación del *maar* de La Posadilla, descartando la existencia de un cono estromboliano previo definido por F. Hernández-Pacheco (1932), atribuyendo su origen a una erupción exclusivamente freatomagmática, seguida de erupciones fisurales y de la formación de un cráter freático posterior (El Portillo). Los depósitos hidromagmáticos que Hernández-Pacheco confundió con una colada de lavase definen por primera vez como originados por corrientes de densidad piroclásticas (PDC) o ignimbritas basálticas siguiendo a Martí *et al.* (2017).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ancochea Soto, E. (1983). *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Colección Tesis Doctorales nº 203/83. UCM, Madrid, 675 pp.

Church, M. (2010). The trajectory of geomorphology. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 34 (3), 265-286.

González Cárdenas, M.E. (1992). Aspectos geomorfológicos del volcanismo hidromagmático del Campo de Calatrava. En: López B. F., Conesa, C. y Romero, M.A. (eds.), *Estudios de Geomorfología en España*. Sociedad Española de Geomorfología-Universidad de Murcia. Murcia, 569-583

González Cárdenas, M.E. (s.f.). Campo de Calatrava. Los volcanes, 10/06/2025, https://volcanescalatrava.web.uclm.es/index.htm

Hernández Pacheco, F. (1932). *Estudio de la región volcánica central de España.* T. III. Serie Ciencias Naturales. Colección de Memoria de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, y Naturales, Madrid, 225 pp.

Martí, J., Planagumà, L.l., Geyer, A., Aguirre-Díaz, G., Pedrazzi, D. and Bolós, X. (2017). Basaltic ignimbrites in monogenetic volcanism: the example of La Garrotxa volcanic field. *Bulletin of Volcanology*, 79, 33

Lakatos, I. (1970). *Falsification and the methodology of scientific research programmes*. Cambridge University Press, Cambridge, 196 pp.

Popper, K.R. (1973). *La lógica de la investigación científica.* Editorial Tecnos, Madrid, 452 pp.

Pérez González, A. y Portero García, J.M. (coord.). (1988). *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 784/18-31, Ciudad Real*. 2ª Serie-1ª Edición. IGME, Madrid.

Poblete Piedrabuena, M.A. (1994). El relieve volcánico del Campo de Calatrava. JCCM y Departamento de Geografía (Universidad de Oviedo), Asturias, 467 pp.

Sala Sanjaume, M. y Batalla Villanueva, R.J. (1996). *Teoría y métodos en Geografía Física.* Colección Espacios y Sociedades. Serie General, nº 1. Editorial Síntesis, Madrid, 303 pp.

Vegas, J., Galán, L., Pérez-González, A., y García-Cortés, A. (2004). El archivo lacustre del *maar* de Fuentillejo (Campo de Calatrava). Primeros protocolos científicos y estrategia de trabajo para el estudio paleoclimático del Cuaternario en el centro de España. *Boletín Geológico y Minero*, 115(4), 641-650.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 56-59. ISBN: 978-84-10345-81-2

RELACIÓN ENTRE ASIMETRÍA DE CUENCAS FLUVIALES Y ESTRUCTURA CORTICAL EN EL OCCIDENTE DE ASTURIAS (NO IBERIA)

Relationship Between Drainage Basin Asymmetry and Crustal Structure in the Western Sector of the Cantabrian Margin (NW Iberia)

Carlos López-Fernández[1], Sergio Llana-Fúnez[1], Gabriela Fernández-Viejo[1], Laura Rodríguez-Rodríguez[1], María José Domínguez-Cuesta[1], Montserrat Jiménez-Sánchez[1]

1. Facultad de Geología, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33.005 Oviedo. lopezcarlos@uniovi.es

Abstract: This study investigates whether the crustal structure of a sector of the Cantabrian margin in northwestern Iberia, between 6° and 7°30'W, is reflected in the configuration of drainage basins. To this end, the asymmetry of five hydrographic basins was analyzed using two morphometric indicators: the Asymmetry Factor and Transverse Topographic Symmetry. The results reveal a general westward asymmetry, consistent with previously observed patterns of crustal thinning and marine terrace tilting in this sector. These findings suggest that drainage asymmetry may serve as a reliable indicator of variations in crustal structure.

Palabras clave: asimetría de cuencas fluviales, estructura cortical, margen cantábrico.
Keywords: drainage basin asymmetry, crustal structure, Cantabrian margin.

1. INTRODUCCIÓN

Las redes de drenaje que atraviesan bloques corticales de diferente espesor tienden a desarrollar asimetrías en relación con los límites de sus cuencas, como resultado de la migración del cauce principal en dirección de la pendiente de elevación diferencial de la superficie.

En el margen cantábrico se ha identificado un dominio cortical con un espesor decreciente entre 32 y 26 km al oeste del meridiano 6° O (López-Fernández *et al*., 2020; Fernández-Viejo *et al*., 2021) (Figura 1a, b). La terraza marina principal (rasa), preservada desde los 140 m.s.n.m. hasta el nivel del mar a lo largo de la costa asociada a este dominio, evidencia una inclinación hacia el oeste (Álvarez Marrón *et al*., 2008; López-Fernández *et al*., 2020). En este trabajo se plantea evaluar si la compleja estructura cortical del margen Cantábrico en el noroeste de la península ibérica deja una huella discernible en la morfología de las cuencas hidrográficas. En particular, se analiza si la asimetría de dichas cuencas puede estar condicionada por variaciones laterales de espesor de la corteza continental. Aunque esta respuesta geomorfológica puede estar modulada por múltiples procesos tectónicos y superficiales que operan a distintas escalas espaciales y temporales (Burbank y Anderson, 2011), el análisis de la asimetría de cuencas de drenaje ha demostrado ser una herramienta eficaz para identificar áreas sujetas a inclinación tectónica (e.g., Cox, 1994; Cox *et al*., 2001; Pérez Peña *et al*., 2010).

El objetivo de este trabajo es analizar si, al igual que ocurre con la rasa regional principal, la red hidrográfica de esta zona responde a variaciones significativas en el espesor cortical que ocurren en distancias relativamente cortas, y si dicha respuesta puede ser cuantificada morfométricamente mediante indicadores de asimetría de las cuencas hidrográficas.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

El basamento de la zona estudiada está compuesto principalmente por rocas paleozoicas que han sufrido una compleja evolución tectónica, pero cuya estructura es resultado principalmente de la orogenia Varisca (por ejemplo, Pérez-Estáun *et al*., 1991) (Figura 1c). Estas rocas adoptan en esta zona una disposición subvertical.

La estructura cortical se caracteriza por la existencia de una raíz orogénica relacionada con el acortamiento alpino con casi 50 km de espesor al este de 5ºO (Pulgar *et al*., 1996; Fernández-Viejo *et al*., 1998, 2000; Gallastegui, 2000; Díaz y Gallart, 2009; Cadenas *et al*., 2018; Fernández-Viejo *et al*., 2021). Hacia el oeste, la corteza presenta un espesor que oscila entre de 32-26

km, similar a otras partes de Iberia y la corteza Varisca europea en otros lugares (Fernández-Viejo *et al*., 2000; Díaz y Gallart, 2009).
El relieve de la zona está marcado en la zona meridional por la terminación occidental de la cordillera Cantábrica, mientras que al norte aparecen pequeñas sierras litorales. Paralela a la línea de costa, destaca la presencia de una superficie principal de abrasión marina emergida, que va descendiendo de cota desde Cabo Peñas hasta desaparecer en la costa norte de Lugo (Álvarez-Marrón *et al*., 2008; López-Fernández *et al*., 2020).

3. METODOLOGÍA

Como superficie topográfica de referencia se ha utilizado un modelo digital de elevaciones (DEM) de tamaño de celda de 5 m, desarrollado a partir de archivos LiDAR a escala 1:50.000. Estos proceden del Servicio Geográfico Nacional de España (http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas). Para la definición de la red hidrográfica se consideró un área mínima contribuyente de 37,5 ha (15,000 celdas de 25 m^2). La definición de las cuencas hidrográficas a analizar (Eo, Porcía, Navia, Esva y Narcea), todas ellas de orden $\geq$ 5 (Strahler, 1952), se realizó considerando la extensión de la superficie de las mismas y del conocimiento previo de la estructura geológica y cortical de la zona. En el caso del sistema fluvial Nalón-Narcea se consideró únicamente para este trabajo la cuenca del río Narcea en lugar del nivel de base general de la cuenca. El análisis integral de la red de drenaje se realizó utilizando Arc Hydro Tools v10.2. Asimismo, se ha llevado a cabo la identificación de centroides de cuenca, puntos tomados como referencia para la representación de los parámetros morfométricos.
La asimetría de cada cuenca hidrográfica se determina mediante dos indicadores:
(i) Factor de Asimetría (AF) (Hare y Gardner, 1985; Keller y Pinter, 2002), que permite evaluar la existencia de inclinación tectónica a escala de una cuenca de drenaje cuando hay un cambio de inclinación perpendicular a la dirección de la corriente:

$$AF=AR/AT\cdot 100$$

donde AR es el área de la cuenca a la derecha del cauce principal y AT el área total de la cuenca. Valores significativamente mayores o menores que 50 indican una influencia tectónica, control litológico o erosión diferencial, mientras que un valor cercano a 50 descartaría una inclinación general del sustrato.

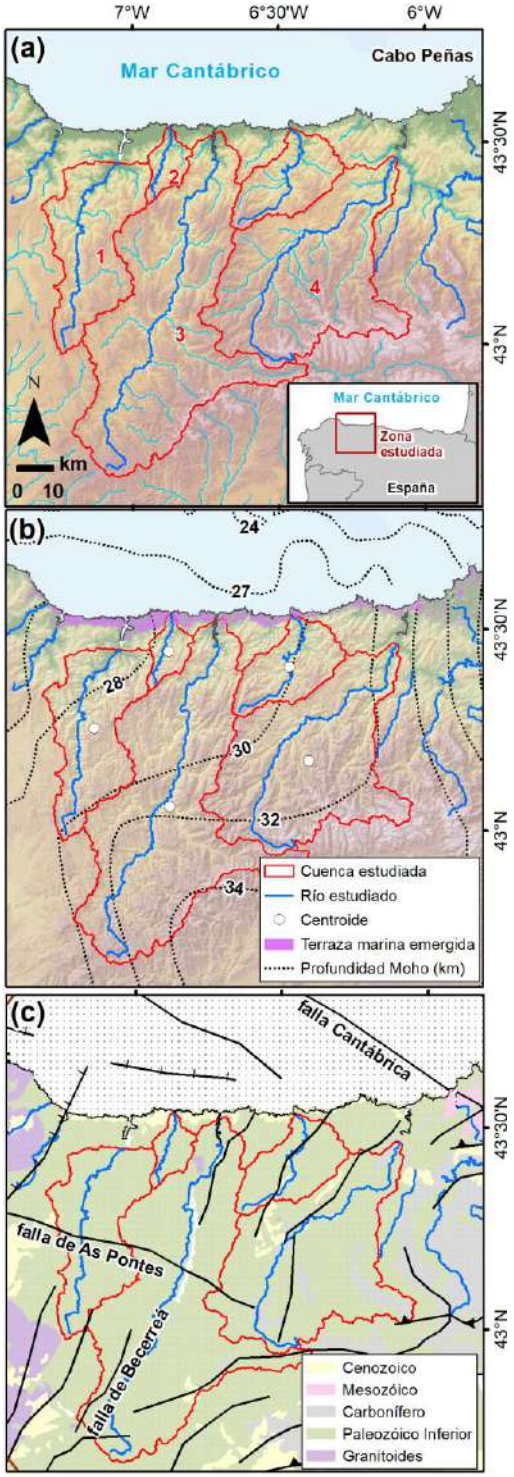


Figura 1. (a) Situación de las cuencas estudiadas. (b) Estructura cortical (Cadenas *et al*., 2017). (c) Esquema geológico de la zona a escala 1:1.000.000 (CSIC-IGME).
Figure 1. (a). Location of the studied basins. (b) Crustal structure (Cadenas et al., 2017). (c) Geological outline of the area at 1:1,000,000 scale (CSIC-IGME).

Para expresar el sentido de inclinación de las cuencas, se recurre al AF50 = |50-AF|. En este caso, los valores de AF50 se dividieron en las siguientes clases: I = <5: cuencas simétricas; II = 5–10: cuencas ligeramente asimétricas; III = 10–15: cuencas moderadamente asimétricas; IV = >15: cuencas fuertemente asimétricas.

(ii) El Factor de Simetría Topográfica Transversal (índice T) (Burbank y Anderson, 2001; Cox, 1994; Keller y Pinter, 2002) es un vector que tiene dirección y magnitud que varían de cero a uno (T = 0 a 1), lo que refleja una cuenca perfectamente asimétrica o una inclinada, respectivamente. Se define como $T = D_a\text{-}D_d$, siendo D_a la distancia desde la línea media de la cuenca de drenaje hasta la línea media del cinturón de meandros activo y D_d la distancia desde la línea media hasta la divisoria de la cuenca. El índice T se midió para todos los segmentos de 2 km del cauce dentro de cada cuenca, estimándose uno promedio para toda la cuenca.

4. RESULTADOS

El tamaño de las cuencas estudiadas varía en un orden de magnitud, oscilando entre 143,6 y 1850 km^2, con cauces cuya longitud varía entre 31,5 y 164 km (Tabla 1). Los ríos Eo, Porcía, Navia y Esva muestran una orientación general N15ºE, mientras que el Narcea sigue una alineación N30ºE. La orientación general de los cauces principales sigue esencialmente la estructura de las formaciones del sustrato rocoso, adquirida durante la orogenia varisca.

Tabla 1. Parámetros de asimetría obtenidos en las cuencas estudiadas.
Table 1. Asymmetry parameters obtained from the studied basins.

Cuenca	Área (km^2)	Long. Cauce (km)	AF50	Clase	Índice T dirección (º)
Eo	925,2	88,9	14,4	III	291
Porcía	143,6	31,5	15,3	IV	286
Navia	2576,3	164,3	8,5	II	309
Esva	464,5	54,8	4,6	I	234
Narcea	1850,0	113,6	7,7	II	305

De acuerdo con el Factor de Asimetría FA50, cuatro de las cuencas evidencian una asimetría hacia el Oeste (Tabla 1; Figura 2), que es moderada y fuerte en el caso de las cuencas del Eo y del Porcía. El Factor de Simetría Topográfica Transversal confirma la asimetría observada con el anterior indicador, oscilando la orientación de los vectores promedio de las cuencas entre 234 y 309º.

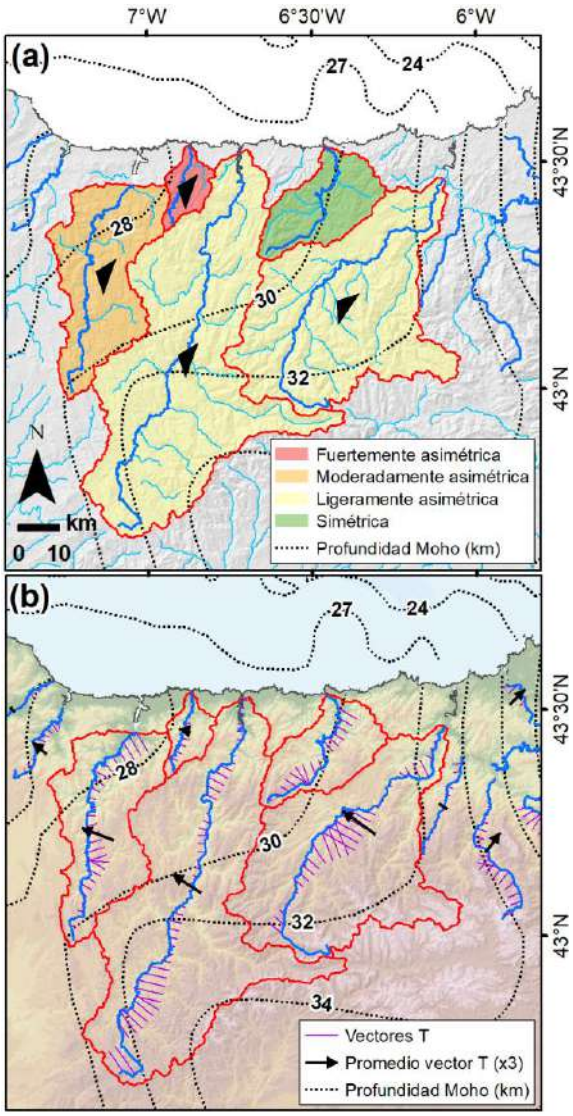


Figura 2. (a) Factor de Asimetría FA50 medido en las cuencas estudiadas. El triángulo negro indica la orientación de la asimetría. (c) Factor de Simetría Topográfica Transversal promedio de la cuenca (x3) y vectores utilizados para su cálculo. Profundidad del Moho tomada de Cadenas *et al*. (2018).
Figure 2. (a) FA50 Asymmetry Factor measured in the studied basins. Black triangles indicate the orientation of the asymmetry. (c) Average Transverse Topographic Symmetry Factor of the basin (x3) and vectors used for its calculation. Moho depth from Cadenas et al. (2018).

Por tanto, según los indicadores utilizados, que miden cuán asimétrico es el desarrollo de la red de drenaje basado en el análisis de la posición del cauce principal en relación con toda la superficie de la cuenca, se observa una asimetría general de las cuencas estudiadas. La asimetría observada es coherente con la estructura cortical de esta zona, con un levantamiento relativo de la superficie desde el E sobre el O, también

observada en la rasa, con una elevación del sector oriental sobre el occidental (López-Fernández *et al*., 2020).

CONCLUSIONES

Este estudio ha permitido analizar cómo la estructura cortical del sector occidental del margen cantábrico se refleja en la morfología de las cuencas hidrográficas. A través del análisis morfométrico de cinco cuencas hidrográficas mediante los indicadores Factor de Asimetría y el Factor de Simetría Topográfica Transversal, se ha identificado una asimetría general hacia el oeste, especialmente marcada en las cuencas del Eo y Porcía. Esta tendencia es coherente con un levantamiento relativo de la superficie asociado a un gradiente en el grosor de la corteza continental. La asimetría de las cuencas estudiadas coincide con la inclinación hacia el oeste observada en la rasa que caracteriza la costa occidental asturiana.

Este trabajo contribuye a la comprensión de la interacción entre procesos tectónicos profundos y el relieve, y pone de manifiesto el potencial de los análisis morfométricos como herramienta para la detección de señales tectónicas sutiles en regiones con estructuras corticales complejas.

AGRADECIMIENTOS

Gobierno del Principado de Asturias, Unión Europea, FEDER [SV-PA-21-AYUD/2021/51766 FICYT y SEK-25-GRU-GIC-24-072 IDE/2024/000753, SEKUENS] Agencia Estatal de Investigación de España [MCIU-22-PID2021-122472NB-I00]. Contribución realizada por el Grupo GEOCANTABRICA de la Universidad de Oviedo (GR- 2017-0006). Agencia Estatal de Investigación de España [MCIU-22-PID2021-122472NB-I00].

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedennann, S., Menéndez, R., Marquínez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93, 3-4, 316-334.

Burbank, D.W., Anderson, R.S. (2011). *Tectonic Geomorphology*, Second Edition. Blackwell Science.

Cadenas, P., Fernandez-Viejo, G., Pulgar, J.A., Tugend, J., Manatschal, G., Minshull, T.A. (2018). Constraints Imposed by Rift Inheritance on the Compressional Reactivation of a Hyperextended Margin. Mapping Rift Domains in the North Iberian Margin and in the Cantabrian Mountains. *Tectonics*, 37, 3, 758-785.

Cox, R.T. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics. An example from the Mississippi Embayment. *GSA Bulletin*, 106, 5, 571-581. https://doi.org/https://doi.org/10.1130/0016–7606(1994)106<0571.AODBSA>2.3.CO;2

Cox, R. T., Van Arsdale, R. B., Harris, J. B. (2001). Drainage basin asymmetry and regional tectonic tilt in the New Madrid Seismic Zone, USA. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (10), 1202-1215.

Díaz, J., Gallart, J. (2009). Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters. A new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173 (1-2), 181-190.

Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J.A., Córdoba, D., Danobeitia, J.J., 2000. Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia. Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero basin. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105, B2, 3001-3018.

Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J.A., Gallastegui, J., Danobeitia, J.J., Córdoba, D., Fernandez-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J.A., 1998. Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data. *Geophysical Research Letters*. 25, 23, 4249-4252.

Fernández-Viejo, G., Cadenas, P., Acevedo, J., Llana-Fúnez, S. 2021. The unevenness of the north Iberian crustal root, a snapshot of an elusive stage in margin reactivation. *Geology*, 49, 1426-1430.

Gallastegui, J., 2000. Estructural cortical de la cordillera y margen continental cantábricos. perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*. 22, 9-234.

Hare, P. W., & Gardner, T. W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In Morisawa, M., & Hack, J. T. (Eds.), *Tectonic Geomorphology*, 75-104.

Keller, E. A., & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape* (2nd ed.). Prentice Hall.

López-Fernández, C., Llana-Fúnez, S., Fernández-Viejo, G., Domínguez-Cuesta, M.J., Díaz-Díaz, L.M. (2020). Comprehensive characterization of elevated coastal platforms in the north Iberian margin. A new template to quantify uplift rates and tectonic patterns. *Geomorphology*, 364, 107242.

Pérez-Estáun, A., Martínez-Catalán, J.R., Bastida, F., 1991. Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, 191, 243-253.

Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M., Keller, E.A., 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain). Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, 1-2, 74-87. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.02.020.

Pulgar, J.A.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J., Fernandez-Viejo, G., Perez-Estaun, A., Alvarez-Marron, J., Alonso, J.L., Gallastegui, J., Marcos, A., Bastida, F., Aller, J., Farias, P., *et al*., 1996. Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264 (1-4), 1-19.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 60-63. ISBN: 978-84-10345-81-2

RESPUESTA ISOSTÁTICA A LA DESCARGA EROSIVA DE LAS VERTIENTES ATLÁNTICA Y MEDITERRÁNEA DEL NORTE DE ESPAÑA

Isostatic response to erosional discharge of Atlantic and Mediterranean watersheds in Northern Spain

Iván Martín-Martín[1,2*], Pablo G. Silva[3], Antonio Tarriño[1,2] y Fernando Sarrionandia[2,4]

1. Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Facultad de Letras, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV/EHU), 01006 Vitoria-Gasteiz. *i.martin@ehu.eus
2. Servicio de Cartografía Temática y SIG (SGIKER), Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV/EHU), 01006 Vitoria-Gasteiz.
3. Departamento de Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca (USAL), 05003 Ávila.
4. Departamento de Geología, Facultad de Farmacia, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV-EHU), 01006 Vitoria-Gasteiz.

Abstract: The Basque-Cantabrian Mountains (North of Spain) have been denudated by rivers of two opposite catchments with different erosion power at both slopes. This paper analyses the isostatic response to asymmetric erosion by calculating the geophysical relief (G_R) and surface uplift (Airy isostasy) for 35 individual drainage basins (27 Atlantic and 8 Mediterranean). The Atlantic slope underwent more erosion and isostatic uplift (255 m) than the Mediterranean slope (167 m). Major erosional rock removal occurred in the Atlantic slope, where small river-basins directly connected to the changing Quaternary sea-level exerted important headward erosion on the headwaters of the Ebro Basin, triggering its southwards migration.

Palabras clave: Rebote isostático, Relieve geofísico, Descarga erosiva, SIG.
Keywords: Isostatic rebound, Geophysical relief, Erosional discharh, GIS.

1. INTRODUCCIÓN

Entre la Cordillera Cantábrica y los Pirineos (Norte de España), se sitúa la Cuenca Vasco-Cantábrica cuyos relieves comenzaron a formarse desde al menos 40 Ma (Eoceno Medio; Jullien-Sicre *et al.*, 2025) y aún conserva un abrupto relieve montañoso drenado por numerosos ríos. Los sedimentos marinos elevados y plegados han sido erosionados por ríos de dos distintas vertientes separadas por una divisoria de aguas de primer orden: la divisoria Atlántico-Mediterránea de la Península Ibérica. Al Norte, la vertiente Atlántica (ATL) presenta ríos con trazados longitudinales relativamente cortos (< 80 km), con fuertes desniveles y una alta pluviosidad. La orografía estructurada de W-E provoca un descenso en las precipitaciones a medida que se desciende al Sur, debido al efecto de Foehn. Por el contrario, al Sur, la vertiente Mediterránea (MED) presenta ríos más largos, morfologías menos abruptas y menor pluviosidad. Todos estos factores generan una erosión asimétrica entre ambas vertientes. Esta asimetría ha propiciado una importante incisión fluvial regresiva en la vertiente ATL, que ha resultado en una migración significativa hacia el Sur de la divisoria de aguas original. Por el contrario, la vertiente MED se integra en la Cuenca del Ebro, la cuenca de drenaje más antigua y madura de la Península Ibérica, que ha mostrado una evolución compleja, con importantes eventos de captura fluvial en su cabecera (Martín-Martín *et al.*, 2024). Todo ello ha removilizado millones de metros cúbicos de material rocoso en ambas vertientes.

La erosión de grandes volúmenes de rocas en sistemas montañosos desencadena el consiguiente rebote isostático, produciendo la elevación de la corteza y la generación de relieve (Gilchrist *et al.*, 1994). En toda la Cornisa Cantábrica, existen evidencias de erosión y elevación tectónica como: superficies de erosión elevadas y doce niveles de rasas marinas (285 - 4 m) con edades comprendidas entre el Eoceno Superior y el Holoceno (Flor y Flor-Blanco, 2014). Además, una línea de costa dominada por escarpados acantilados, interrumpidos por playas encajadas y pequeños estuarios. La elevación isostática inducida por la descarga

erosiva del relieve puede ser evaluada aplicando métodos conocidos y aplicados (p. ej. Menéndez *et al.*, 2008; Elez *et al.*, 2020). Este trabajo presenta el resultado del primer estudio que cuantifica la elevación isostática en el Norte de la Península Ibérica en respuesta a la descarga erosiva del relieve. El estudio se ha realizado a partir del análisis de 35 cuencas de drenaje individuales de la zona Vasco-Cantábrica, 27 en la vertiente ATL y 8 en la MED (Figura 1).



Figura 1. Localización de la zona de estudio y las cuencas fluviales estudiadas (numeradas) dentro la vertiente Atlántica (1-27) y la vertiente Mediterránea (28-35).

Figure 1. Location of the study area and the studied river basins (numbered), within the Atlantic slope (1-27) and the Mediterranean slope (28-35).

2. METODOLOGÍA

El relieve geofísico (G_R) es el resultado de dividir el volumen erosionado por el área total, en metros, de una cuenca de drenaje individual ($G_R = m^3 / m^2$). Por lo tanto, equivale al espesor (en metros) de la placa teórica de material denudado por erosión fluvial en cada cuenca (Small y Andersson, 1998).

Para llevar a cabo este estudio se han analizado todas las cuencas fluviales de más de 5 km^2, desde el río Asón al Bidasoa (1-27) en la vertiente ATL y desde el río Jerea al Araki-Arga (28-35) en la MED (Figura 1). El primer paso es delimitar los límites de las cuencas de drenaje y calcular el área, para posteriormente modelizar la superficie pre-incisión y calcular el volumen total erosionado. Para ello se ha utilizado un MDT de 25 m/píxel del IGN.

Para reconstruir la superficie de pre-incisión, primero se convierte la línea de divisoria en puntos, extrayendo los vértices. Después a cada punto se le da su altura utilizando el MDT. Finalmente, se crea una red irregular triangulada (TIN) que reproduce la morfología de la superficie de divisoria (*ridgeline surface*) antes de la incisión de la red de drenaje. Con esta interpolación TIN, el modelo reconstruido se adapta a la morfología actual, por lo tanto, no sobreestima las elevaciones. Esto es muy importante para obtener tasas de erosión válidas, ya que este método asume que las crestas no han sido erosionadas, por lo que los resultados obtenidos son conservadores.

Para el G_R, se puede calcular dos tipos de valores: continuo (1) o global (2). El valor continuo (1) representa la distribución continua del relieve geofísico (masa de roca denudada) en metros para unidades espaciales discretas (píxel). Se calcula mediante la resta de la superficie de la pre-incisón menos el MDT actual píxel a píxel (Figura 2). El valor global (2), proviene del cálculo del volumen total existente entre la superficie de pre-incisón y la topografía actual (volumen del vaciado erosivo) dividido por el área de la cuenca (Tabla 1). Para calcular el volumen erosionado se ha usado el complemento *Volume Calculation Tool* de QGIS, que proporciona el resultado de la resta entre la superficie de pre-incisión y el MDT.

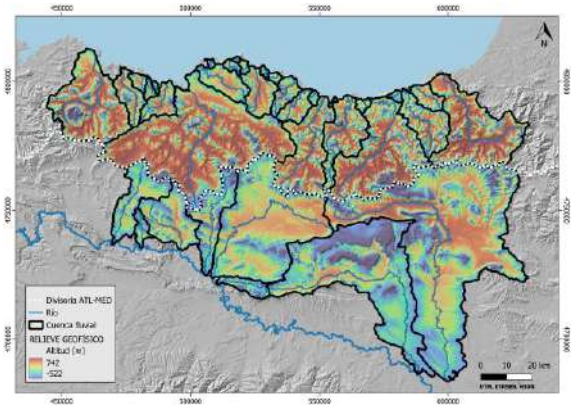


Figura 2. Mapa del Relieve Geofísico, obtenido de la resta del modelo de superficie de pre-incisión (modelo interpolado) y el MDT (relieve actual). Permite ver el relieve erosionado (masa rocosa denudada en m por píxel) a un nivel regional

Figure 2. Geophysical Relief Map, obtained by subtracting the pre-incision surface model (interpolated model) from the DEM (current relief). It allows to see the eroded relief (denudated rock mass in m by pixel) at a regional scale.

3. RESULTADOS

El levantamiento provocado por descarga erosiva puede calcularse (Tabla 1) aplicando funciones isostáticas derivadas de Airy ($i = \rho_c / \rho_m$) donde ρ_c es la densidad del material erosionado de la corteza y ρ_m la densidad a la profundidad de compensación alrededor del Moho. El uso de valores estándar para ρ_c (2,7 g/cm^3) y ρ_m (3,33 g/cm^3) indica que la cantidad

de levantamiento (i) por unidad de denudación en metros es generalmente ligeramente menor (80%) que la profundidad de la disección fluvial por unidad de área (Gilchrist *et al.*, 1994).

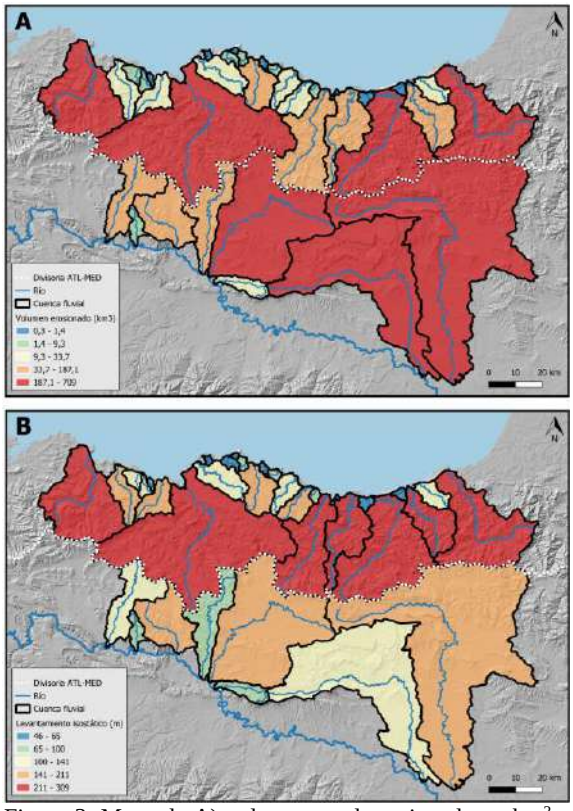


Figura 3. Mapa de A) volumen total erosionado en km³ y B) levantamiento isostático resultado de multiplicar el valor de la función isostática de Airy (i) por el Relieve Geofísico (G_R).

Figure 3. Map of A) total eroded volume in km³, and B) isostatic uplift resulting from multiplying the Airy isostatic function value (i) by the Geophysical Relief (G_R).

El relieve erosionado desde la disección de la superficie de pre-incisión, lo podemos observar mediante el mapa del G_R (Figura 2). Esta imagen regional muestra una distribución diferente de valores de G_R a ambos lados de la divisoria ATL-MED. Se evidencia que la mayor denudación (valores G_R más altos) se concentra en la vertiente ATL, que ha sufrido una sustancial erosión hasta la divisoria actual con valores máximos de hasta 740 m. Sin embargo, en la vertiente MED se observan también altos valores de erosión en tramos localizados, como son la zona del Cañón de la Sakana (río Arakil-Arga; 35) y de menor magnitud los tramos con drenajes longitudinales. Los valores G_R globales más altos en la vertiente ATL pueden superar los 300 metros como son las cuencas del (7) Nervión con 381 m, (23) Oria, (19) Deba, (27) Bidasoa, (21) Urola o (1) Asón. En la vertiente MED estos valores llegan a superar los 200 m como el caso de (35) Arakil-Arga con 255 m, (30) Omecillo y (32) Zadorra (Figura 1).

Analizando los volúmenes erosionados (Figura 3A), los mayores volúmenes están presentes en ambas vertientes. La mayor cuenca erosionada es la (35) del Arakil-Arga (MED) con 708,964 km³, seguida por la cuenca ATL del Nervión (7) con 687,712 km³. Cabe destacar que las cuencas situadas en la vertiente ATL muestran volúmenes erosionados significativamente mayores respecto a su área (Tabla 1). En la vertiente MED, sin embargo, su mayor erosión se debe a su gran área y el volumen erosionado aumenta según su localización progresivamente aguas abajo del Ebro, a excepción del (32) Zadorra con 302,43 km³.

La asimetría en la disección fluvial, erosión de volúmenes de sedimentos y su efecto en el rebote isostático regional entre las dos vertientes queda claramente expuesta en la Tabla 1. En los 6395,67 km² analizados en la vertiente ATL, se han erosionado 2019,275 km³ de sedimentos generando un valor medio global de G_R (placa de denudación) de 315,73 m. Sin embargo, para la vertiente MED (6794,26 km²) se han erosionado 1407,717 km³ de sedimentos generando un valor medio global de G_R de 207,19 m. El levantamiento calculado debido a la descarga erosiva (ρ_c/ρ_m = 0,81) es de 210 m para todo el sector estudiado.

Tabla 1. Datos de área, volumen erosionado, relieve geofísico y levantamiento isostático para las vertientes A (Atlántica), M (Mediterránea) y el valor regional (T).

Table 1. Area, eroded volume, geophysical relief, and isostatic uplift data for the A (Atlantic), M (Mediterranean) watersheds and the regional value (T).

	Área (km²)	**Volumen erosionado (km³)**	**Relieve geofísico (m)**	**Levantamiento isostático (m)**
A	6395,67	2019,275	315,73	**255,99**
M	6794,26	1407,717	207,19	**167,99**
T	13189,93	3426,992	259,82	**210,45**

Por otro lado, los valores de elevación calculados para las vertientes ATL (255 m) y MED (167 m) son significativamente diferentes (Tabla 1; Figura 3B), reflejando la distribución espacial del relieve geofísico. Las cuencas que más se han elevado respecto a la descarga erosiva son las ATL (Figura 3B), con más de 309 metros para del Nervión (7) y más de 255 metros para las mayores cuencas como son: Oria (23), Deba (19), Bidasoa (27), Urola (21), Asón (1) y Urumea (25). De la vertiente MED destacan (35) Arakil-Arga, (30) Omecillo y (32) Zadorra con valores entre 207-180 metros (Figura 1).

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A pesar de que los esfuerzos compresivos alpinos en la Cuenca Vasco-Cantábrica cesaron hace 11 Ma (Jullien-Sicre *et al.*, 2025), todavía existen claras evidencias de actividad tectónica reciente. Los doce niveles de rasas marinas (algunos con depósitos Pleistocenos) y los escarpados acantilados, registran que el levantamiento ha continuado durante los últimos 1-2 Ma (Álvarez-Marrón *et al.*, 2008) y que comenzó desde al menos hace 4-2 Ma (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2006). Estos elementos geomorfológicos a distintas alturas, fortalece la idea de que la elevación del terreno en la zona tiene un más que posible origen isostático.

La vertiente ATL ha sufrido mayor erosión, al presentar cuencas de drenaje más cortas, de mayor desnivel, mayor pluviosidad y estar directamente conectadas al cambiante nivel del mar. Ello ha determinado una mayor remoción de material rocoso y una mayor elevación isostática del relieve (Figura 3). La vertiente MED se encuentra a más de 350 km de su nivel de base en el Mediterráneo, por lo que los cambios eustáticos han afectado menos y la erosión ha sido menor (al menos durante el Cuaternario). Cabe destacar que se ha detectado un descenso en los volúmenes de materiales erosionados a medida que las cuencas se encuentran más alejadas de su nivel de base, a excepción del Zadorra. Esto se explica por la llegada de una onda incisión, que erosionó más en las cuencas que ya estaban bien conectadas con el Ebro y, además reafirma los diferentes procesos de piratería fluvial del río Zadorra (Martín-Martín *et al.*, 2024).

Por lo tanto, la clara asimetría en los valores de levantamiento entre las vertientes ATL (255 m) y MED (167 m) es una consecuencia directa a la diferencia en la descarga erosiva causada por las diferentes caídas del nivel del mar durante los distintos ciclos climáticos Cuaternarios y su proximidad o lejanía al nivel de base (acelerando más o menos la erosión). Finalmente destacar que la rasa más alta preservada en la zona de estudio se localiza entre 220 y 250 m (Edeso *et al.*, 2014) y coincide perfectamente con la altura de levantamiento isostático estimada para la vertiente ATL (255 m).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado gracias a la beca de doctorado del Gobierno Vasco obtenida por Iván Martín Martín en la UPV/EHU. Financiado por el proyecto investigación I+D+i PID2020-118359GB-I00 (TREVIÑO FLINT) y amparado por el grupo de investigación IT1435-22 (GIZAPRE).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R. y Marquínez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93, 316-334.

Edeso, J.M., Lopetegi, A. y Mujika, J.A. (2014). Niveles marinos en Jaizkibel: interpretación sedimentaria y dinámica geomorfológica cuaternaria. *Munibe*, 2, 25-46.

Elez, J., Silva, P.G. y Martínez-Graña, A.M. (2020). Quantification of Erosion and Uplift in a Rising Orogen-A Large-Scale Perspective (Late Tortonian to Present): The Case of the Gibraltar Arc, Betic Cordillera, Southern Spain. *Remote Sensing*, 12, 3492.

Flor, G. y Flor-Blanco, G. (2014) Raised beaches in the Cantabrian Coast. En: Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (eds.): *Landscapes and Landforms of Spain*. World geomorphological series. Springer, 239-248.

Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A. y Cockburn, H.A.P. (1994). Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphologic development of orogens. *Geology*, 22, 963-966.

Jiménez-Sánchez, M., Bischoff, J.L., Stoll, H. y Aramburu, A. (2006). A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 147, 129-141.

Jullien-Sicre, A., Missenard, Y., Blaise, T., Augier, R., Parizot, O. y Haurine, F. (2025). Timing of contractional stresspropagation, from the Pyrenean orogen tothe intraplate domain, evidenced by U-Pbdating of syn-kinematic calcite. *Tectonics*, 44, e2024TC008634.

Martín-Martín, I., Silva, P.G., Tarriño, A. y Sarrionandia, F. (2024). Evolución de la red fluvial en la Llanada Alavesa (Norte de la península Ibérica, España). *Geo-Temas*, 20, 1156-1160.

Menéndez, I., Silva, P.G., Martín-Betancor, M., Pérez-Torrado, F.J., Guillou, H. y Scaillet, S. (2008). Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 102, 189-203.

Small, E.E. y Andersson, R.A. (1998). Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges. *Geology*, 26, 123-136.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 64-67. ISBN: 978-84-10345-81-2

EL ORIGEN GEOLÓGICO DE LA LLANADA ALAVESA (PAÍS VASCO)

On the Geological Origin of the Llanada Alavesa Plain (Basque Country)

Iván Martín-Martín[1*] y Pablo G. Silva[2]

1. Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Facultad de Letras, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV/EHU), 01006 Vitoria-Gasteiz. *i.martin@ehu.eus
2. Departamento de Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca (USAL), 05003 Ávila.

Abstract: The Llanada Alavesa Depression is an anomalous geomorphological element sited in the Atlantic-Mediterranean divide (N Spain). The large depression (c. 400 km^2) has a E-W elongated geometry and today works as the headwaters of the Zadorra River, a major tributary of the Upper Ebro. Different geomorphologic features and anomalies (bedrocks meanders, gorging, beheaded headwaters), and infilling geometry (multiple depocenters, with a complex eggbox like figure), suggest significant processes of fluvial superposition and an important contribution of fluvio-karstic processes in its origin. This contribution suggests the interpretation of the Llanada Alavesa as an ancient fine-neogene "paleo-poljé" captured by the Zadorra River Basin during the Early Quaternary.

Palabras clave: Depresión kárstica, poljé, captura fluvial, Llanada Alavesa, Península Ibérica.
Keywords: Karstic depression, polje, fluvial capture, Llanada Alavesa, Iberian Peninsula.

1. INTRODUCCIÓN

La Llanada Alavesa es una depresión de unos 400 km^2 de geometría elíptica, alargada en dirección E-W, que se encuentra en la zona de divisoria entre la Cuenca Alta del Ebro y la vertiente Cantábrica. Esto es, la divisoria Atlántico-Mediterránea en la zona Norte de la península Ibérica. Se sitúa en el centro de la provincia de Álava (Euskadi) y en su interior se localiza la ciudad de Vitoria-Gasteiz. La depresión se encuentra drenada por el río Zadorra que la recorre de Este a Oeste. Este es el afluente de cabecera principal por la margen derecha del Ebro en esa zona del Alto Ebro, desembocando en las proximidades de Miranda del Ebro (Burgos; Figura 1). La presente contribución analiza el posible origen de la depresión que contiene la Llanada Alavesa teniendo en cuenta los condicionantes lito-estructurales y evolución geomorfológica de la divisoria de primer orden en que se encuentra.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La actual depresión se encuentra rodeada por los principales relieves de los Montes Vascos-Cantábricos (E Cordillera Cantábrica) al Norte y por los Montes de Vitoria al Sur (Figura 1 y 2). Mientras que los Montes Vascos están constituidos por un conjunto de materiales Cretácicos fuertemente tectonizados, los Montes de Vitoria están constituidos en su mayoría por materiales Cretácicos y Cenozoicos que dan lugar a una serie de relieves monoclinales y tabulares de dirección E-W, que separan la Llanada Alavesa del Valle del Ebro (Martín-Martín *et al.*, 2024). Estos relieves estructurales quedan definidos por las cuestas calcáreas cretácicas de los Montes de Vitoria y la superficie estructural que define el amplio sinclinal colgado de Urbasa labrado en materiales Cenozoicos (Pujalte *et al.*, 2002; Figura 2).

La depresión posee una altitud media de 500-600 m, encontrándose encajada en superficies estructurales y de erosión-sedimentación de edad Cenozoica (S0, S1) que se encuentran a altitudes entre 950 y 1100 m (Martín-Martín *et al.*, 2024). Esto es, la depresión elíptica que acoge la Llanada Alavesa se encaja unos 450-500 m en estas superficies anteriores a la incisión de la red de drenaje. El origen de tales superficies está relacionado con procesos de erosión y exhumación de las series sedimentarias mesozoicas y cenozoicas una vez emergido este sector de la antigua cuenca Vasco-Cantábrica durante el Oligoceno s.l. (Barnolas y Pujalte, 2004; Ábalos, 2016). Análisis recientes indican que su génesis y/o exhumación debe situarse durante el Neógeno Superior (Tortoniense-

Messiniense) entre hace unos 10 y 5 Ma (Martín-Martín *et al.*, 2024).

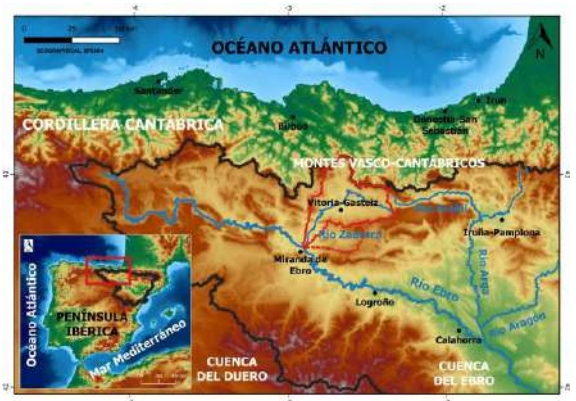


Figura 1. Localización de la Cuenca del Zadorra (Alto Ebro), dónde se sitúa la Llanada Alavesa.
Figure 1. Location of the Zadorra River Basin (Upper Ebro), where the Llanada Alavesa Plain is situated.

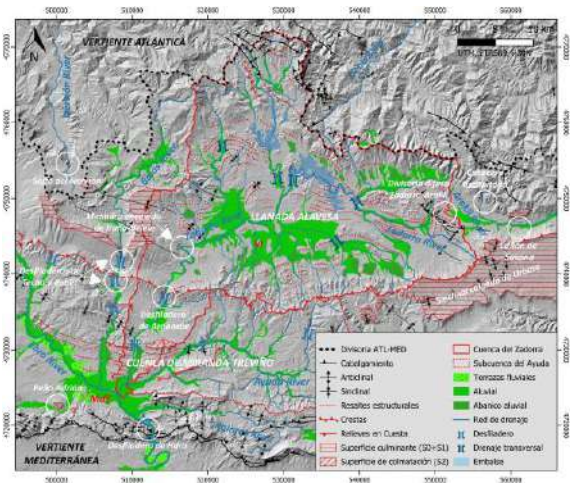


Figura 2. Mapa geomorfológico de la Llanada Alavesa, mostrando los elementos y anomalías estructurales que han condicionado la evolución del drenaje en la zona.
Figure 2. Geomorphological map of Llanada Alavesa, showing the structural elements, landforms and anomalies conditioning drainage evolution in the zone.

Estas superficies definirían una antigua zona divisoria allanada en este sector del Alto Ebro y en ella se encaja ligeramente (al Sur) la última superficie pre-incisión (S2) de la Cuenca del Ebro asociada a las Calizas lacustres de Peña Adrián (Larena *et al.*, 2023) que constituyen un pequeño cerro testigo aguas arriba de Miranda de Ebro (Figura 2). Esta última superficie sería equivalente a la superficie del Páramo de la vecina Cuenca del Duero, de edad Mio-Pliocena (Benito Calvo y Pérez-González, 2007), e indicaría que el encajamiento de la red fluvial en la zona comenzaría alrededor del tránsito Plio-Pleistoceno (Martín-Martín *et al.*, 2024). No obstante, la depresión de la Llanada Alavesa presenta anomalías en la red de drenaje y características muy particulares en la geometría de su relleno que hacen pensar en una evolución más compleja y prolongada que la simplemente asociada a una cuenca fluvial de cabecera.

3. GEOMORFOLOGÍA DE LA LLANADA ALAVESA

La depresión se encuentra rellena por materiales cuaternarios generando una extensa llanura de la que únicamente sobresalen pequeños relieves estructurales asociados a los estratos plegados del sustrato mesozoico. El río Zadorra, se encuentra escasamente encajado (3-4 m) en el relleno cuaternario. Al Sur, los relieves del Cerro de las Neveras a +70-65 m sobre el fondo de la depresión representan la cota (c. 570 m) de relleno máximo de la misma. Estos relieves constituyen estrechos cerros testigos alargados N-S relictos del antiguo piedemonte aluvial muy disectado que conformaban la superficie (aluvial) de relleno de la depresión antes de su captura por el Ebro y puede considerarse su primer nivel de terraza T1 (Martín-Martín *et al.*, 2024).

Por lo demás, la Cuenca del Zadorra tan solo presenta otros tres niveles de terraza a+30-35m (T2), +15-20m (T3) y +10 m (T4). Estos tan solo se registran en la zona final, aguas abajo del anómalo meandro encajado (Iruña-Veleia) que dibuja el Zadorra sobre el sustrato Cretácico del borde Oeste de la depresión en las proximidades del Cerro Júndiz (Figura 2). Como otros meandros encajados, el curso del Zadorra se encaja anómalamente unos 60-65 m sobre las cuestas calcáreas del sustrato, en un claro ejemplo de superposición del drenaje (e.g. bedrock incised meander; Harvey 2007). Aguas abajo de este meandro, el curso del Zadorra se hace claramente meandriforme dejando niveles de terraza a un lado y otro de los meandros hasta su salida de la depresión a través de la Garganta de Arganzón tallada en las cuestas de los Montes de Vitoria (Figura 2). Este desfiladero representa un ejemplo de drenaje transversal resecuente generado por la captura del drenaje interno de la Llanada por parte del Río Ebro, en el cual desemboca pocos kilómetros aguas abajo. Este portillo constituye la actual (y única) conexión de la Llanada con el Valle del Ebro propiamente dicho.

El resto de la Llanada Alavesa prácticamente no presenta niveles de terraza, conformando una amplia llanura sobre la que serpentea escasamente encajado el divagante curso del

Zadorra y sus afluentes. En la llanura sobresalen pequeños relieves residuales, consecuencia de la erosión diferencial de las secuencias plegadas cretácicas. Estos dibujan claramente las trazas de los plegamientos apenas soterrados por los rellenos cuaternarios. Estos relieves residuales también son atravesados en distintas zonas por los cauces del Zadorra y sus afluentes, en un nuevo ejemplo de superposición del drenaje.

Otra importante anomalía que presenta la cabecera del Zadorra en la Llanada es que su sector oriental presenta una divisoria difusa respecto a la cuenca de drenaje del Río Arakil (Figura 2).

Éste es otro importante tributario del Ebro por su margen derecha que desarrolla un ancho cañón (Cañón de Sakana) de varios kilómetros de longitud que con dirección E-W finalmente confluye con el Ebro en la zona de La Ribera Navarra (Figura 1). Esta divisoria difusa implica que tanto las cabeceras de las cuencas divergentes del Zadorra (Oeste) y del Arakil (Este) se encuentran anómalamente decapitadas (Figura 2).

De esta manera la depresión de la Llanada se encuentra morfológicamente conectada con el Cañón de Sakana hacia el Este y con el Valle del Ebro al Oeste (Garganta de Arganzón). No obstante, solo la conexión del Arganzón permite el desagüe de esta, ya que el Cañón de Sakana se encuentra hidráulicamente desconectado de la Llanada Alavesa. Estudios recientes indican que la primitiva salida natural de todo el sector Norte de la Llanada hacia el Ebro era a través del Cañón de Sakana, actualmente decapitado y desconectado de la misma (Martín-Martín *et al.*, 2024). Estos mismos estudios indican que la evolución cuaternaria de la zona se resume en la acción remontante del Zadorra que ha ido capturando progresivamente la antigua cabecera del Arakil generando diversos portillos al atravesar los relieves residuales de los pliegues (Figura 2).

Como se ha indicado gran parte de la Llanada Alavesa posee muy poca pendiente y se encuentra recorrida por una red de drenaje poco evolucionada, caracterizada por cauces divagantes poco encajados (IGME, 1971). Tal es así que presenta zonas palustres de encharcamientos activas, como son "*los humedales de Salburua*" en la propia ciudad de Vitoria-Gasteiz. Estos constituyen un elemento todavía residual del antiguo carácter semi-endorréico del sector Sur de la Llanada durante gran parte del Cuaternario.

4. EL RELLENO DE LA LLANADA ALAVESA

El relleno de la depresión se encuentra constituido por gravas redondeadas de pequeño calibre, homométricas, calcáreas, con matriz arenosa y recubrimiento superficial arenoso-limoso. Su potencia no sobrepasa los 12 m y presenta distintos niveles de relleno separados por niveles arcillo-limosos (IGME, 1971). Los estudios geoélectricos en la zona muestran que el relleno presenta una geometría irregular con múltiples depocentros de distintas dimensiones. Algunos de ellos se encuentran alargadas formando surcos como los de Foronda, Elorriaga y Lasarte (Figura 3), que es donde se localizan potencias por encima de los 8-10 m (Arrate, 1994). Esta compleja geometría del techo del sustrato cretácico calcáreo y margoso presenta una complicada forma de "cartón de huevos", que sugiere una fuerte componente kárstica en el origen de la depresión.

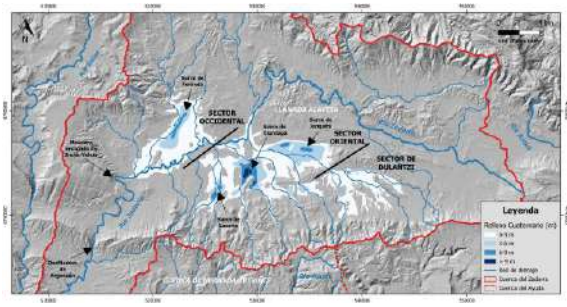


Figura 3. Sectores y espesores del relleno Cuaternario de la Llanada Alavesa. Modificado de Arrate (1994).

Figure 3. Sectors and thickness of the Quaternary filling of the Llanada Alavesa plain. Modified from Arrate (1994).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De forma general, la depresión que contiene la Llanada Alavesa podría considerarse como un gran poljé tallado sobre las superficies estructurales y de erosión labradas en la zona de divisoria Vasco-Cantábrica. Su génesis podría situarse en algún momento del Neógeno terminal sin o post-Messiniense y ha funcionado en régimen dominantemente resistáxico (erosivo) desde su origen. En principio estaría conectada con el Cañón de Sakana, otro gran elemento fluvio-kárstico, desaguando hacia la cuenca del Arakil (Martín-Martín *et al.*, 2024). Posteriormente, la depresión kárstica sería capturada por el Zadorra a comienzos del Cuaternario formándose la Garganta de Arganzón, el portillo por el cual actualmente se encuentra conectada con el Valle del Ebro

(Figuras 2 y 3). A finales del Pleistoceno inferior la depresión se encontraba rellena hasta por más de 65-70 m de sedimentos, que es la cota actual sobre la llanada de las superficies aluviales más altas (Cerro de Las Neveras) asimilables a la T1. Su posterior historia es eminentemente de disolución y vaciado kárstico, que marcaría la "captura efectiva" y erosión de la Llanada por parte del Ebro. El desarrollo de terrazas fluviales solo se registra en la esquina SW de la Depresión entre el meandro anómalo de Iruña-Veleia y la Garganta de Arganzón (Figuras 2 y 4). El resto de la llanura solo registra un relleno parcial aparentemente joven (quizá enteramente post-glaciar) del que sobresalen los relieves residuales estructurales cretácicos.



Figura 4. Aspecto general de la Llanada Alavesa.
Figure 4. General aspect of Llanada Alavesa Plain.

A modo de análogo actual, la Llanada podría compararse con el *"Poljé de Zafarraya"* (Granada), de similares dimensiones y también localizado en zona de divisoria de la Bética. Este se encuentra morfológicamente abierto hacia el Mediterráneo por el Portillo del Boquerón (Ventas de Zafarraya), aunque se encuentra desconectado hidrológicamente (que no hidro-geológicamente) del mismo. No obstante, existen diferencias, ya que el Poljé de Zafarraya es kársticamente activo, posee mayor relleno y tiene un origen tectónico (tipo pull-apart) relacionado con la falla de Ventas de Zafarraya (Sanz de Galdeano, 2013). En esa zona divisoria de la Bética existen otros numerosos elementos kársticos (i.e. Torcal de Antequera, Depresión de Fuente de Piedra, etc.) que pueden considerarse formas relictas elevadas tectónicamente con posterioridad al Messiniense (Elez *et al.*, 2016).

La Llanada Alavesa sería similar, un elemento kárstico relicto elevado tectónicamente en la divisoria vasco-cantábrica e incorporado con posterioridad a la red de drenaje del Ebro.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado gracias a la beca de doctorado del Gobierno Vasco obtenida por Iván Martín Martín en la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV/EHU). Financiado parcialmente por el proyecto investigación I+D+i PID2021-123510OB-I00 (USAL) del MICIN AEI/10.130 39/501100011033/.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ábalos, B. (2016). Geologic map of the Basque-Cantabrian Basin and a new tectonic interpretation of the Basque Arc. International Journal of Earth Sciences, 105, 2327–2354.

Arrate, I. (1994). *Estudio Hidrogeológico del Acuífero Cuaternario de Vitoria-Gasteiz (Araba, País Vasco).* Tesis Doctoral. UPV-EHU. 251 pp.

Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004). La Cordillera Pirenaica: Definición, Límites y División En: J. A. Vera (ed.), *Geología de España.* SGE-IGME, Madrid. 233-241.

Benito Calvo, A. y Pérez-González A. (2007). Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain). *Geomorphology*, 88, 226-241.

Elez, J., Silva, P.G., Perucha, M.A., Civis, J., Roquero, E. Rodríguez-Pascua, M. A., Bardají, T., Giner-Robles, J.L y Martínez-Graña A. (2016). Quantitative paleotopography and paleogeography around the Gibraltar Arc (South Spain) during the Messinian Salinity Crisis. *Geomorphology*, 2016, 275, 26-45.

Harvey, A.M. (2007). High-sinuosity bedrock channels: response to rapid incision. Examples in SE Spain. Bedrock incised meanders. *Cuaternario y Geomorfología*, 21, 21-47.

IGME. (1971). *Estudio Hidrogeológico del Cuaternario de Vitoria*. Instituto Geológico y Minero de España. Serv. Pub. Ministerio de Industria, Madrid. 47 pp.

Larena, Z., Sanjuan, J., Pascual, A., Larraz, M., Valenzuela, A., Arenas, C., Murelaga Bereicua, X. y Baceta, J. I. (2023). Estudio paleontológico de las facies lacustres-palustres de Peña Adrián, Mioceno Superior (Miranda de Ebro, Cuenca Miranda-Trebiño). *Geogaceta*, 74, 83-86.

Martín-Martín, I., Silva, P.G., Tarriño, A. y Sarrionandia, F. (2024). Evolución de la red fluvial en la Llanada Alavesa (Norte de la península Ibérica, España). *Geo-Temas*, 20, 1156-1160.

Pujalte, V., Baceta, J.I. y Payros, A. (2002). Tertiary: Western Pyrenees and Basque-Cantabrian region. En: W. Gibbons and T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society. London. 293-301.

Sanz de Galdeano, C. (2013). The Zafarraya Polje (Betic Cordillera, Granada, Spain), a basin open by lateral displacement and bending. *Journal of Geodynamics, 64, 62-70.*



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 68-71. ISBN: 978-84-10345-81-2

MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS DE DESPLAZAMIENTO RECIENTE EN LA FALLA DE ESTEPONA (BÉTICAS OCCIDENTALES)

Geomorphic markers of recent displacement along the Estepona fault (Western Betics)

Inés Membrado-Royo[1], Jorge P. Galve[1], Guillermo Booth-Rea[1], Gonzalo Zamora-Valcarce[2], Carlos J. Garrido[3]

1. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071, Granada, (España). imembrad@go.ugr.es
2. Repsol Exploración S.A., 28045, Madrid, (España).
3. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT-CSIC), CSIC, 18100, Armilla, (España).

Abstract: Here we describe the newly discovered NE-SW dextral-normal Estepona fault, which crosscuts most of the Costa del Sol in the western Betics. Using digital terrain models and geomorphic indices (K_{sn}, knickpoints), we detect significant anomalies aligned with the fault trace. Geomorphological indicators, such as stream deflections, abandoned channels and alluvial fans, support a dominant dextral-normal oblique motion. These features suggest recent tectonic activity and extend the known trace of the fault.

Palabras clave: Marcadores geomorfológicos, K_{sn}, Knickpoints, Falla activa.
Keywords: Geomorphological markers, K_{sn}, Knickpoints, Active fault.

1. INTRODUCCIÓN

La Cordillera Bética presenta la mayor densidad de fallas activas en la Península Ibérica, localizándose la mayoría en el Este (Sanz de Galdeano *et al*., 2019). A pesar de ello, se observan estructuras complejas a lo largo de todo el orógeno (Balanyá *et al*., 2014) y las mediciones de GPS muestran máximos desplazamientos en el Oeste respecto a Iberia fija (Pérez-Peña *et al*., 2010). En esta zona, se han descrito dos fallas activas principales, la Falla de Gaucín y la del Torcal, así como agrupaciones de estructuras menores en la cuenca de Málaga (Insua-Arévalo *et al*., 2012; Sanz de Galdeano *et al*., 2019).

El uso de técnicas morfotectónicas para la caracterización de las estructuras es cada vez más común puesto que permiten estudiar de forma remota grandes extensiones de terreno, habiendo sido ya aplicadas en las Béticas (Azañón et al., 2012). En particular, el cálculo del índice K_{sn} (*normalized channel steepness index*) y la identificación de *knickpoints* de ruptura de pendiente (*slope-break*), pueden ser realmente útiles para localizar las distintas estructuras activas (Kirby y Whipple, 2012). A pesar de ello, estas técnicas presentan sus limitaciones y deben acompañarse de otro tipo de información, ya sea estructural o geomorfológica.

En este trabajo, presentamos un análisis morfotectónico y geomorfológico que muestra la existencia de una nueva falla activa en la parte occidental de la cordillera Bética. Esta estructura, estaría relacionada con el movimiento hacia el Oeste del Arco de Gibraltar, siendo coherente con las mediciones de GPS ya publicadas.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

El trabajo realizado se ha llevado a cabo en el extremo Sur de Sierra Bermeja, donde el macizo peridotítico de Ronda se encuentra en contacto con materiales del Flysch pertenecientes a las Zonas Externas (Figura 1). Este contacto está definido por el segmento oriental de la Zona de Falla de Gaucín, de movimiento normal-izquierdo y de dirección general ONO-ESE (Balanyá *et al*., 2014). Asociado a ella, se encuentra otra falla mayor, de dirección ENE-OSO, que separa distintas unidades del Complejo Alpujárride entre sí y del complejo Maláguide. En ciertos tramos, además, atraviesa las peridotitas de Sierra Bermeja. Segmentos de esta falla aparecen cartografiados en varios mapas geológicos (García-Dueñas *et al*., 1992; Balanyá *et al*., 1997), pero no como una estructura continua y sin recibir un nombre específico. En este trabajo no referiremos a ella como Falla de Estepona.

Aquí analizamos el segmento principal de la parte occidental de esta falla, parte de la cual no había sido cartografiada anteriormente.

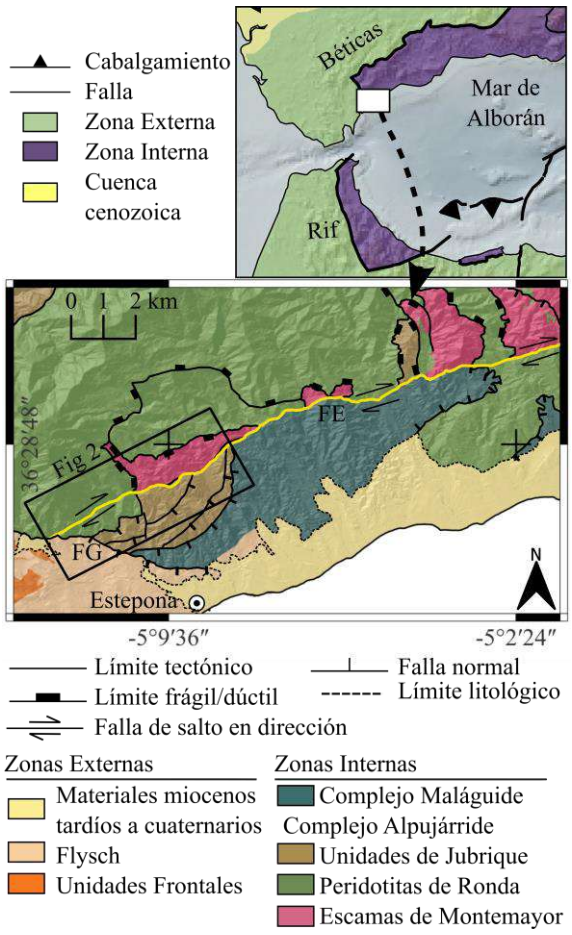


Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio. La traza de la Falla de Estepona aparece resaltada en amarillo (FE). FG se corresponde con la Falla de Gaucín.
Figure 1. Location map of the study area. The Estepona fault's (EF) trace is highlighted in yellow. FG stands for Gaucín Fault.

3. METODOLOGÍA

Una vez identificada la falla en imágenes aéreas y en campo, donde se realizaron mediciones de la misma, se realizó un análisis algo más avanzado utilizando datos y técnicas geomáticas. A partir de los Modelos Digitales del Terreno de la zona y haciendo uso del complemento "Landspy" (Pérez-Peña *et al*., 2024), disponible para el *software* de uso libre QGIS, se obtuvo la red de drenaje del área de estudio, se calculó el índice K_{sn} para cada canal, y se caracterizaron los *knickpoints* de la zona. Posteriormente, para acentuar las variaciones en la pendiente de la zona, se utilizó el software SAGA y los mapas obtenidos fueron visualizados en Google Earth, lo que permitió identificar mejor las formas del relieve afectadas por la actividad reciente de la falla.

4. RESULTADOS

La Falla de Estepona interseca con la de Gaucín y continúa su trazado con dirección general ENE-OSO, con relevos transtensivos de dirección E-O o incluso ONO-ESE como el segmento de Marbella-Calahonda con una longitud total de más de 40 km.
Las mediciones realizadas a lo largo de la falla muestran una dirección predominante de transporte hacia el SO, aunque algunos segmentos muestran cinemática previa hacia el SE y ENE (Figura 2). Los paleoesfuerzos obtenidos muestran una dirección de extensión NNE-SSO común en las tres estaciones (indicada en color azul en la Figura 2), aunque dos de las estaciones presentan, cada una, otro régimen de esfuerzos con extensión NNO-SSE (estación A, marcado en rojo) y ENE-OSO (estación B, marcado en verde).

Knickpoints y valores K_{sn}

Los ríos para los que se ha realizado el cálculo no sólo atraviesan la Falla de Estepona, sino también las fallas menores de carácter normal que se sitúan al SE. Los resultados del cálculo del índice K_{sn} muestran una agrupación de valores altos alrededor de la prolongación oriental de la Falla de Estepona (Figura 2), mientras que alrededor de las fallas menores se observan valores menos elevados de este índice. Conforme la traza de falla continúa hacia el Este, los valores de K_{sn} disminuyen y los valores altos quedan recluidos en el macizo peridotítico. La agrupación de estos valores altos también está limitada por la Falla de Gaucín.
Los principales *knickpoints* identificados se sitúan alineados sobre la traza de las fallas o ligeramente aguas arriba de estas, señalando una relación directa entre estas formas y las estructuras mencionadas.

Marcadores geomorfológicos indicadores de actividad reciente en las fallas

Se observan divisorias desviadas (Figura 3.i), codos en el cauce de los ríos, canales abandonados (Figura 3.ii y Figura 4), zonas de agradación coincidentes con la traza de las fallas en medio de tramos de ríos con lecho rocoso (Figura 2) y valles asimétricos con niveles de terraza asimétricos. Todos estos indicadores son coherentes con un movimiento dextro, producido a lo largo del plano apreciable en la foto aérea (Figura 3.i).

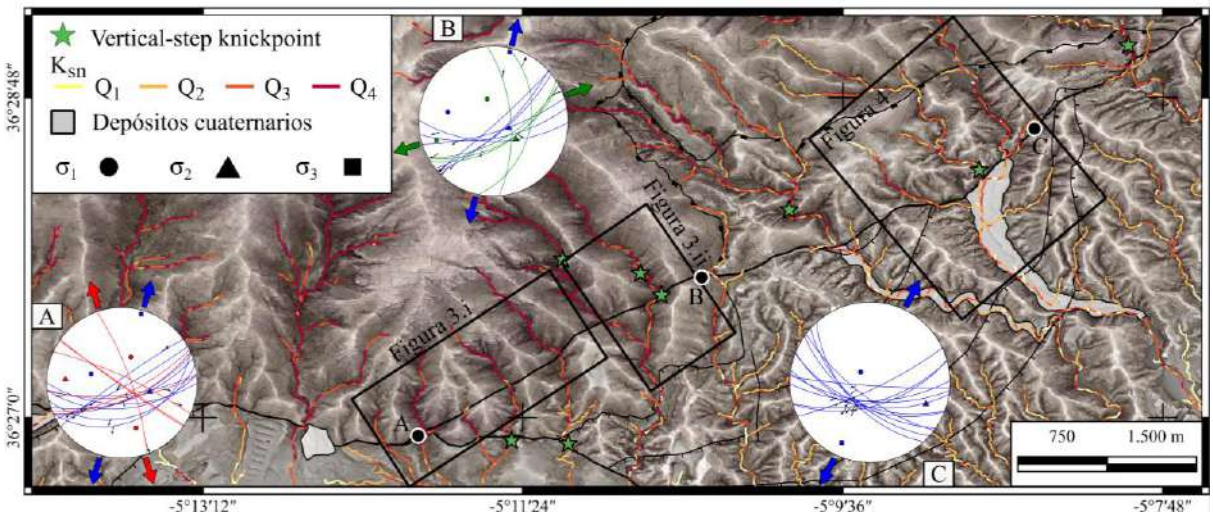


Figura 2. *Knickpoints* y resultado del cálculo de K_{sn} en el área de estudio.
Figure 2. K_{sn} and knickpoint characterization results in the study area.

El plano de falla es muy evidente en la intersección entre ambas fallas, pero se vuelve menos visible una vez que atraviesa las peridotitas. Aun así, también se observan indicios de su actividad sobre las Escamas de Montemayor, donde uno de los ríos presenta un canal abandonado en las inmediaciones de la falla (Figura 4). Además, de haber abandonado parte de su cauce, ha producido la captura de otro río aguas arriba, eliminando ese afluente del río del Padrón y dejando un depósito de abanico aluvial abandonado. Asimismo, el río del Padrón presenta dos evidencias alrededor de la traza de la falla compatibles con un movimiento dextro. Por una parte, dibuja un codo que desvía el cauce hacia el ESE, y por otra, ha producido diferentes terrazas, siendo la más antigua la que se encuentra más hacia el OSO (Figura 4).

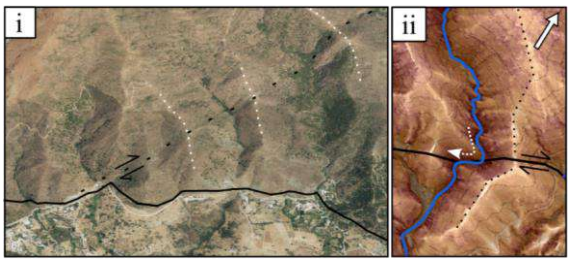


Figura 3. i) Traza de falla visible y divisorias desviadas. ii) Codo dibujado por el río.
Figure 3. i) Visible fault trace and deviated divides. ii) Elbow defined by the river.

5. DISCUSIÓN

Aquí se presentan las primeras evidencias de desplazamientos recientes en la que denominamos Falla de Estepona. Cuando esta falla atraviesa las peridotitas de Ronda se identifican un buen número de rasgos que señalarían un movimiento en salto en dirección dextro-normal. En la parte más oriental, donde se observan un canal abandonado y las zonas donde predomina la agradación con depósitos cuaternarios en medio de un contexto meramente erosivo, podrían reflejar ese componente normal. El bloque perteneciente a Sierra Bermeja-Escamas de Montemayor, habría sido levantado con respecto a unidades Maláguides en el bloque de techo. Al atravesar la falla, el río del Padrón pasa de encajado en el sustrato a agradante en el boque hundido, dando lugar a terrazas cuaternarias (Figura 2), produciendo la captura y los paleocanales presentes en la Figura 4.

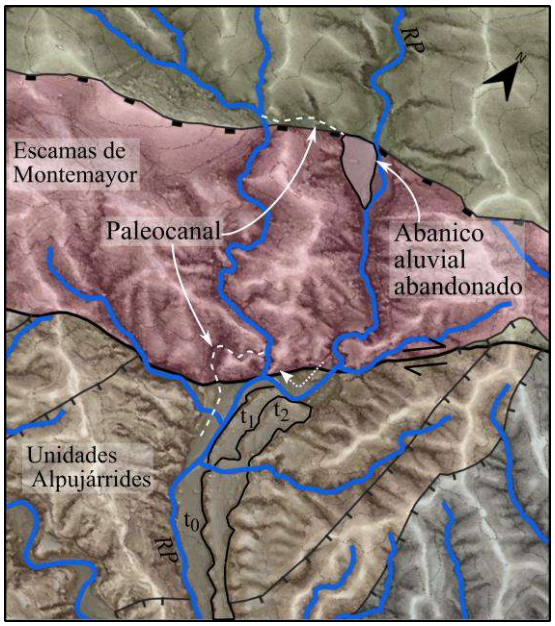


Figura 4. Detalle de varios indicadores geomorfológicos en las inmediaciones del río del Padrón (RP).
Figure 4. Detail of several geomorphological markers near the Padrón river (RP).

Hay que destacar el hecho de que la Falla de Estepona no se encuentra aislada en un campo de esfuerzos homogéneo, si no que a su alrededor hay diversas estructuras que han sido reactivadas en el tiempo (Balanyá *et al*., 1997), y pueden haber condicionado la segmentación actual de la zona de falla. Además, es sincinemática y se releva con la falla sinistra-normal de Gaucín. Esta segmentación permite el movimiento diferencial hacia el Oeste del Campo de Gibraltar y el bloque meridional de las sierras Bermeja-Blanca, respecto a zonas más septentrionales del arco, favoreciendo la deformación rotacional horaria de la región, como muestran los datos de CGPS (González-Castillo *et al.*, 2015).

La influencia de la litología es muy evidente en los resultados del K_{sn}, donde los valores altos se localizan sobre el bloque peridotítico. Ahora bien, este índice se caracteriza por ser dependiente de los tres factores limitantes en el equilibrio de los ríos (litología, tasa de levantamiento y climatología) y no exclusivamente de la tectónica (Kirby y Whipple, 2012), por lo que su aplicación debe realizarse junto con otros índices geomorfológicos.

En nuestro caso, los indicadores geomorfológicos identificados a lo largo de la Falla de Estepona muestran de forma evidente que los ríos se encuentran en desequilibrio debido a la actividad de la misma.

6. CONCLUSIONES

A través de la identificación de los marcadores geomorfológicos se ha podido caracterizar la prolongación Este de la Falla de Estepona, así como su naturaleza. El movimiento predominante de esta falla es de salto en dirección con un desplazamiento dextro, compatible con las características de los indicadores geomorfológicos ya descritos, aunque también se observan indicios de movimiento normal. En general, el movimiento de la falla no sólo ha producido la formación de codos y terrazas y la desviación de divisorias, sino que además es responsable del abandono de tramos del cauce y la captura de uno de los barrancos de la zona.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto “Structural, petrological and geochemical constraints on serpentinization-driven hydrogen emanations in orogenic peridotites – OTRI 6073”, patrocinado por Repsol Exploración S.A. También está financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación a través del proyecto PID2023-149821NB-I00 - Jorge Pedro Galve Arnedo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V., Giacona, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M. y Rodríguez-Peces, M.J. (2012) Active tectonics in the central and Eastern Betic Cordillera through morphotectonic analysis: the case of Sierra Nevada and Sierra Alhamilla. *Journal of Iberian Geology*, 38, 225-238

Balanyá, J.C., Barcos, L., Jiménez-Bonilla, A., Matito, E., Expósito, I. y Díaz-Azpiroz, M. (2014). La zona de falla de Gaucín (Cadenas Béticas Occidentales): cinemática y rasgos morfoestructurales asociados. *Geogaceta*, 55.

Balanyá, J.C., García-Dueñas, V. y Azañón, J.M. (1997). Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics*, 16(2), 226-238

García-Dueñas, V., Balanyá, D. y Martínez-Martínez, J.M. (1992). Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-marine letters*, 12, 88-95.

Gonzalez-Castillo, L., Galindo-Zaldivar, J., de Lacy, M. C., Borque, M. J., Martinez-Moreno, F. J., García-Armenteros, J. A., y Gil, A. J. (2015). Active rollback in the Gibraltar Arc: Evidences from CGPS data in the western Betic Cordillera. *Tectonophysics*, *663*, 310-321.

Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., García-Mayordomo, J. y Martín-González, F. (2012). Active tectonics in the Malaga Basin: evidences from morphotectonic markers (Western Betic Cordillera, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38, 175-190.

Kirby, E. y Whipple, K.X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75.

Pérez-Peña, A., Martín-Davila, J., Gárate, J., Berrocoso, M. y Buforn, E. (2010). Velocity field and tectonic strain in Southern Spain and surrounding derived from GPS episodic measurements. *Journal of Geodynamics*, 49, 232-240.

Pérez-Peña, J.M., Booth-Rea, G., Galve Arnedo, J.P., Azañón, J.M., Ruano-Roca, P., Reyes-Carmona, C., Moreno-Sáncez, M., Ballesteros, D. y Astudillo Sotomayor, L.A. (2024). Landspy, a Python library and QGIS interface to landscape analysis and knickpoint evaluation. En: EGU General Assembly, Vienna, Austria, 14–19

Sanz de Galdeano, C., Azañón, J.M., Cabral, J. y Ruano, P. (2019). Active Faults in Iberia. Introduction. En: Quesada, C. y Oliveira, J. (eds.), *The Geology of Iberia: A geodynamic Approach.* Regional Geology Reviews. Springer, Cham., 33-75.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 72-75. ISBN: 978-84-10345-81-2

RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y MORFOMETRÍA DE FORMAS EXOKÁRSTICAS (DOLINAS) DEL MACIZO DE FRESNEDA-CORRECILLAS, CORDILLERA CANTÁBRICA (LEÓN)

Geomorphologic features and morphometry of exokarstic landforms (dolines) in the Fresneda-Correcillas massif, Cantabrian Mountains (León)

Mario Puente-Sierra[1], Rosa Blanca González-Gutiérrez[1]

1. Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León, Campus de Vegazana, s/n, 24071, León, España. mpues@unileon.es

Abstract: The Fresneda-Correcillas massif (León), together with the Valporquero massif, is one of the southernmost karstic massifs of the Cantabrian Mountains. Karst landforms are abundant on it, particularly the exokarst forms of medium size or dolines, focus of this study. The study uses aerial photography and digital elevation models, as well as field work, to identify and map the existing dolines, as well as analysing, characterising and typifying their morphometry and occurrence. 553 dolines have been identified and mapped, clustered mainly in five zones of varying lithology, structure and topography. The mean surface of dolines ranges from 748.8–1.395.9 m^2, the mean depth from 7.0–10.2 m and their density from 118.4–369.9 dolines per km^2. These density values are higher than in other comparable studies, which is associated to the concurrence of many morphogenetic factors that enhance this type of karstic development. Among these differentiating factors between zones, both inside the massif and with other zones, we recognise the altitude, the topography, the structural features of the relief and the geological formation, this being the main one.

Palabras clave: Dolina, Cartografía geomorfológica, Análisis morfométrico, Macizo Fresneda-Correcillas, Cordillera Cantábrica.
Keywords: Doline, Geomorphological mapping, Morphometric analysis, Fresneda-Correcillas massif, Cantabrian Mountains.

1. INTRODUCCIÓN

El relieve kárstico, vinculado a la naturaleza calcárea de las rocas y a su reacción química ante el agua ácida, exhibe formas de relieve endokársticas y exokársticas, destacando entre estas últimas las dolinas. Los estudios sobre estas formas han proliferado a lo largo del planeta en el último siglo (Bondesan *et al.*, 1992; Fragoso-Servón *et al.*, 2014; Gracia Prieto, 1987, 1991; Williams, 1972), avanzando desde técnicas de identificación más tradicionales, como el trabajo de campo o el uso de mapas topográficos, a métodos actualizados (y en ocasiones mejorados) como la fotointerpretación y la delineación automática con fotogrametría (Telbisz *et al.*, 2024). En España, entre los estudios de detalle de formas exokársticas, destacan por su cantidad los realizados en el Sistema Bético y en el Sistema Ibérico (Gracia Prieto, 1987, 1991), mientras que en la Cordillera Cantábrica la mayoría se focalizan en su parte central y oriental. La vertiente meridional en su Zona Cantábrica (norte de la provincia de León y noroeste de Palencia) registra escasos estudios de este tipo, siendo estos bien de enclaves puntuales o centrados en estudios geomorfológicos generales (González Gutiérrez, 2002), pero no estudios morfométricos de dolinas y campos de dolinas.

Este estudio se centra en el macizo de Fresneda-Correcillas, que junto con el de Valporquero, forman uno de los macizos kársticos más meridionales de la Cordillera Cantábrica. En él destacan los estudios de endokarst en la Cueva de Valporquero, aunque también existen trabajos enfocados en el exokarst (González Gutiérrez, 2002). No obstante, este macizo no cuenta con ningún estudio de detalle de sus depresiones cerradas exokársticas de tamaño medio o dolinas, que aparecen en gran cantidad y agrupadas en campos de dolinas que se ubican en las principales plataformas kársticas (González Gutiérrez, 2002). Los principales objetivos de este trabajo son: realizar una cartografía detallada de las principales formas exokársticas cerradas de tamaño medio del macizo de Fresneda-

Correcillas; calcular sus principales parámetros morfométricos; caracterizarlas morfológicamente atendiendo a su emplazamiento, tamaño, forma, litología y a factores condicionantes como el clima, la altitud, la topografía, o la litología; establecer una tipología de dolinas en función de las divisiones zonales en las que se emplazan; y contextualizar dichas tipologías respecto a otros estudios comparativos.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El macizo de Fresneda-Correcillas ocupa 17 km^2 y se encuentra al norte de la provincia de León, en la Montaña Central Leonesa, formando parte, junto con el macizo de Valporquero, de las estribaciones meridionales de la Cordillera Cantábrica, con altitudes que superan los 2000 m en el pico Correcillas (2011 m). Las principales litologías presentes son de edad paleozoica y de naturaleza calcárea, con hasta 6 formaciones geológicas diferentes aflorando en el área de estudio, de entre las que destacan por ocupar la mayor superficie las calizas arrecifales de la Fm. Santa Lucía (Devónico inferior–medio), las calizas laminadas de la Fm. Barcaliente (Carbonífero superior) y las calizas masivas de la Fm. Valdeteja (Carbonífero superior).

El relieve estructural del macizo está vinculado a la Orogenia Varisca y la Orogenia Alpina, con las estructuras falladas generadas en esta última fase actuando como base (González Gutiérrez, 2002). La presencia de litologías calcáreas y la acción fluvial desde finales del Plioceno explican el relieve actual, de marcado carácter exokárstico y endokárstico.

La temperatura media anual en el área de estudio varía entre 5,0 y 7,9 ºC y la precipitación anual entre 1200–1700 mm. A mayores, el medio físico del macizo de Fresneda-Correcillas alberga numerosas figuras de protección: Reserva de la Biosfera, Red Natura 2000 y Espacio Natural Protegido.

3. METODOLOGÍA

Las formas exokársticas de tamaño medio se han identificado y delineado manualmente mediante fotointerpretación, utilizando Modelos Digitales de Elevación y mapas sombreados. La delineación se ha realizado considerando su curvatura ajustada a la pendiente, método común en la delineación manual de dolinas (Telbisz *et al.*, 2024). La longitud ha sido trazada uniendo los puntos más lejanos de la dolina y atravesando su centro, mientras que la anchura con una línea recta perpendicular que también recorre el centro.

Se ha divido el macizo de Fresneda-Correcillas en cinco zonas para posterior análisis siguiendo criterios diferenciadores: i) la forma exokárstica mayor presente (plataforma kárstica o poljé), ii) la litología sobre la que se asientan, iii) los rasgos topográficos (diferente altitud, orientación o pendientes), y iv) las dimensiones medias de las dolinas. Para cada zona se han calculado el área total, la altitud (media, mínima y máxima), el número total de dolinas, su superficie media en km^2 y la densidad o número de dolinas por km^2.

La delineación manual y el cálculo de longitudes han sido validados en el campo, donde además se ha medido la profundidad de algunas dolinas a través del uso de cinta métrica y la triangulación pitagórica como método de cálculo.

Finalmente, la clasificación morfométrica se ha basado en: i) índice de perforación (Williams, 1972), que relaciona la superficie ocupada por las dolinas con el área total de la zona; ii) índice de compacidad (Fragoso-Servón *et al.*, 2014), que relaciona el perímetro de la dolina con la circunferencia de un círculo que tenga la misma superficie que la dolina; iii) forma planimétrica (Basso *et al.*, 2013), que relaciona la longitud con la anchura y distingue cuatro tipos de depresiones que van de más isótropas a más anisótropas; iv) forma geométrica (Bondesan *et al.*, 1992), que relaciona el diámetro con la profundidad y distingue las dolinas según su forma geométrica; y v) índice de distribución espacial, que relaciona la distancia media actual entre las dolinas con la esperada si la distribución fuese aleatoria para analizar el agrupamiento de dolinas en cada zona.

4. RESULTADOS

Se han identificado 553 depresiones cerradas exokársticas en el macizo de Fresneda-Correcillas, mayoritariamente agrupadas en cinco zonas (Figura 1). Las principales depresiones son las dolinas (30 de ellas capturadas), aunque también aparecen siete sumideros, cuatro simas y dieciocho uvalas. Estas depresiones, con una superficie media de 909,5 m^2, aparecen con una densidad de 90,4 dolinas por km^2 cubriendo el 8% del macizo. La altitud en la que aparecen varía 1511–1816 m, siendo su altitud media 1674 m. De las 553 depresiones, 395 (71,4%) aparecen en las calizas masivas de la Fm. Valdeteja, 134 (24,2%) en las calizas laminadas de la Fm. Barcaliente y 24 (4,3%) en las restantes formaciones. Se han identificado 69 depresiones rellenadas (12,5% del

total), principalmente en la Fm. Barcaliente (55,1%). El diámetro, anchura y profundidad medios de las depresiones es de 35,4 m, 26,6 m y 9,6 m, respectivamente. La correlación entre anchura y longitud (R^2=0,76) es significativa, mientras que entre profundidad y longitud (R^2=0,15) no lo es. Estos resultados varían notablemente entre zonas (Tabla 1).

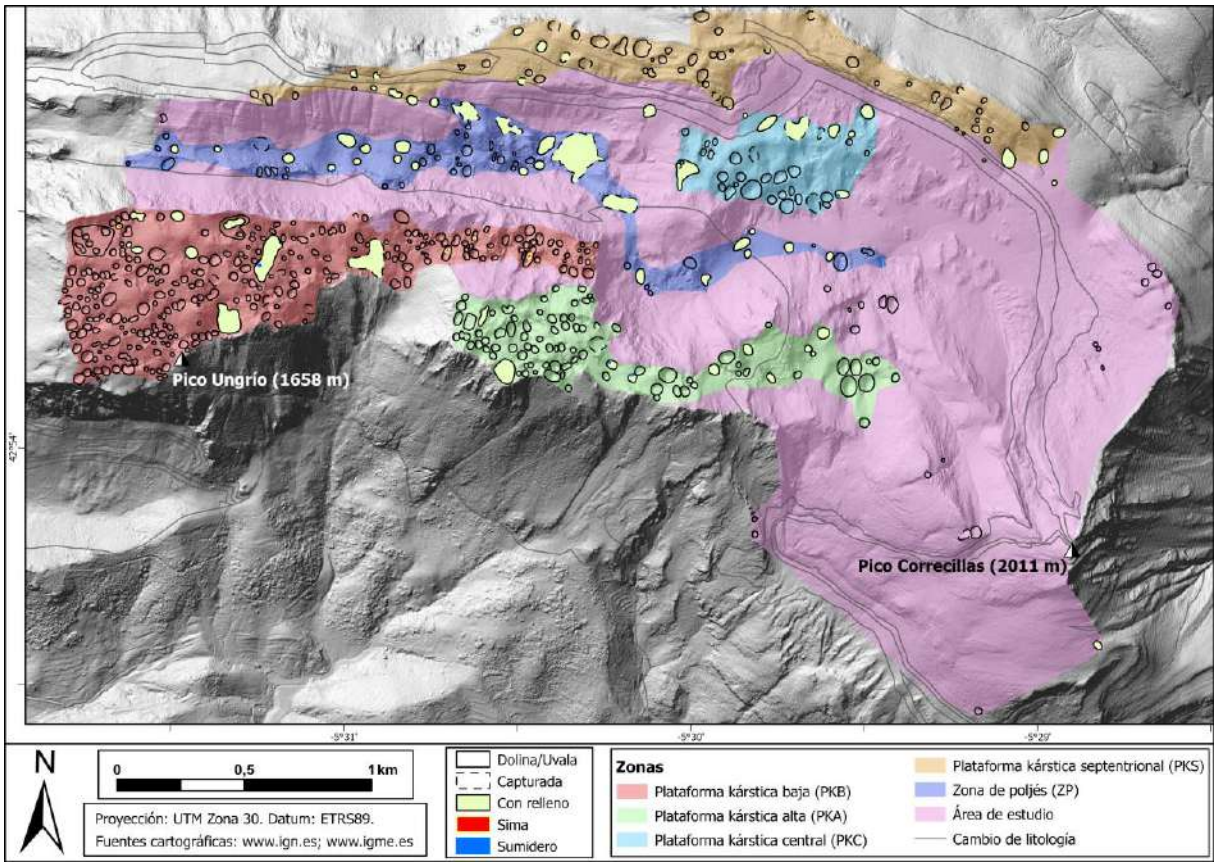


Figura 1. Depresiones cerradas kársticas estudiadas clasificadas en zonas.
Figure 1. Studied closed karst depressions arranged into zones.

5. DISCUSIÓN

Relación entre morfometría y factores morfogenéticos

Las zonas donde predominan las calizas masivas presentan mayores valores de densidad de dolinas, índice de perforación, superficie del área total ocupada por estas y profundidad media que las zonas donde predominan las calizas laminadas, mientras que valores menores de número de dolinas rellenadas, superficie media, diámetro y anchura. La naturaleza de ambas litologías dominantes (bancos métricos contra capas decimétricas) y su grado de fisuración podrían ser la principal razón de estas diferencias, condicionando la intensidad y distribución de la percolación y, en definitiva, de disolución de la masa calcárea. Otros factores que restringen la aparición de las depresiones son la altitud (solo entre 1500–1900 m) y la topografía (solo en superficies aplanadas). Posibles factores como la estructura del relieve, los rasgos climáticos o la antigüedad litológica no presentan suficiente evidencia o no se han observado con suficiente detalle como para afirmar su influencia en las formas estudiadas.

Contextualización de la morfometría

Al comparar los resultados observados en el macizo de Fresneda-Correcillas con otras zonas de clima templado, se observan similitudes en la mayoría de los parámetros morfométricos a excepción de la densidad de dolinas, donde las 90,4 depresiones por km^2 del macizo, aún mayor en sus cinco subdivisiones (Tabla 1), se destacan respecto a las 22 zonas comparadas, donde los valores varían entre las 0,4–77,3 depresiones por km^2. La densidad de dolinas ha sido previamente asociada a la estructura tectónica (intensidad de fracturación), la topografía (escasa pendiente sin escorrentía activa e infiltración concentrada), la potencia de las capas carbonatadas y la acumulación nival, condiciones que se dan conjuntamente de manera favorable en el macizo de Fresneda-Correcillas y que explicarían la marcada diferencia con otras zonas.

Tabla 1. Características morfométricas de las principales zonas del macizo de Fresneda-Correcillas.
Table 1. Morphometric characteristics of the main areas of the Fresneda-Correcillas massif.

	Plataforma Kárstica Baja	Plataforma Kárstica Alta	Zona de Poljés	Plataforma Kárstica Central	Plataforma Kárstica Septentrional	Total
Área (km^2)	0,73	0,38	0,42	0,23	0,50	6,12
Nº dolinas	271	95	65	38	59	553
Superficie media (m^2)	748,8	946,9	1330,4	1396,0	907,3	909,5
Densidad (dolinas/km^2)	369,9	250,2	154,6	162,9	118,4	90,4
Formación litológica principal	Valdeteja (100%)	Valdeteja (99,0%)	Barcaliente (67,7%)	Barcaliente (100%)	Barcaliente (69,5%)	Valdeteja (71,5%)
Superficie ocupada / km^2	0,28	0,24	0,21	0,23	0,11	0,08
Índice de perforación	3,6	4,2	4,9	4,4	9,3	12,2
Elevación media (m)	1649,9	1741,6	1568,9	1636,9	1638,4	1674,1
Diámetro medio (m)	31,9	37,0	41,6	46,2	36,8	35,4
Anchura media (m)	23,9	28,7	29,7	33,7	28,4	26,6
Profundidad media (m)	10,2	9,5	7,0	8,8	8,7	9,6
Compacidad media	1,051	1,036	1,070	1,051	1,043	1,049
Forma planimétrica ci- circular; el- elíptica; sb- subelíptica; en- elongada	43,5% ci; 44,7% el	51,6% ci; 37,9% el	44,6% ci; 35,9% el	39,5% ci; 44,7% el	49,2% ci, 44,0% el	45,8% ci; 42,0% el; 5,2% sb
Forma en profundidad pl- plato; a- artesa; e- embudo; p- pozo	65% a; 20% e; 15% p	87% a; 13% e	66% pl; 33% a	17% pl; 83% a	20% pl; 80% a	14% pl; 70% a; 10% e; 6% p
Índice de distribución espacial ($\bar{R}$)	1,281	1,343	1,394	1,242	1,523	0,892

6. CONCLUSIÓN

Las 553 depresiones cerradas exokársticas (mayores de 70 m^2) identificadas y delimitadas en el macizo de Fresneda-Correcillas, con una superficie media de 909,5 m^2 y una profundidad media de 9,6 m, presentan una destacada variabilidad interzonal en cuanto a parámetros morfométricos, relacionado con las diferencias en litología, topografía y altitud. Los rasgos estructurales del relieve, rasgos climáticos y la antigüedad litológica son factores aceptados a través de la literatura, aunque en el área de estudio no se ha podido concluir su influencia. Los parámetros observados en el macizo se encuentran dentro de rangos esperados al compararlos con otras áreas, a excepción de la densidad de depresiones, que es notablemente superior (90,4 depresiones por km^2), algo que se debería a la concurrencia de varios factores morfogenéticos que potenciarían este tipo de desarrollo kárstico.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha realizado gracias a una ayuda del programa de Formación de Profesorado Universitario del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades, referencia FPU23/02295.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Basso, A., Bruno, E., Parise, M., y Pepe, M. (2013). Morphometric analysis of sinkholes in a karst coastal area of southern Apulia (Italy). *Environmental Earth Sciences*, 70, 2545-2559.

Bondesan, A., Meneghel, M., y Sauro, U. (1992). Morphometric analysis of dolines. *International Journal of Speleology*, 21 (1), 1. https://doi.org/10.5038/1827-806X.21.1.1

Fragoso-Servón, P., Bautista, F., Frausto, O., y Pereira, A. (2014). Caracterización de las depresiones kársticas (forma, tamaño y densidad) a escala 1: 50,000 y sus tipos de inundación en el Estado de Quintana Roo, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 31(1), 127-137.

González Gutiérrez, R. B. (2002). *El relieve de los valles del Torío y Curueño (Montaña Cantábrica Leonesa).* Universidad de León, Secretariado de Publicaciones.

Gracia Prieto, F. J. (1987). Controles morfométricos de los campos de dolinas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuaternario y Geomorfología*, 1 (1), 119-134.

Gracia Prieto, F. J. (1991). Criterios de clasificación morfométrica de campos de dolinas. *Cuaternario y Geomorfología*, 5, 65-76.

Telbisz, T., Mari, L., y Székely, B. (2024). LiDAR-Based Morphometry of Dolines in Aggtelek Karst (Hungary) and Slovak Karst (Slovakia). *Remote Sensing*, 16 (5), 737. https://doi.org/10.3390/rs16050737

Williams, P. W. (1972). The analysis of spatial characteristics of karst terrains. En: R. J. Chorley (Ed.), *Spatial analysis in geomorphology*. Methuen, 135-163. https://doi.org/10.4324/9780429273346-5

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 76-79. ISBN: 978-84-10345-81-2

REGISTRO DE PALEOINUNDACIONES EN LA CUEVA DE EL PINDAL COMO INDICADOR DE EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN

Paleo-flood record of El Pindal Cave as an indicator for extreme precipitation events

Laura Rodríguez-Rodríguez [1], Saúl González-Lemos [2], María González-Pumariega Solís [3], María José Domínguez-Cuesta[1], Mónica Meléndez-Asensio [4], Montserrat Jiménez-Sánchez [1]

1. Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. rodriguezrlaura@uniovi.es
2. ASCIEM Consulting SLP, C/ Gutiérrez Herrero 52, 33402 Avilés.
3. Consejería de Cultura del Principado de Asturias
4. IGME-CSIC, C/ Matemático Pedrayes 25, 33005, Oviedo.

Abstract: El Pindal Cave (Asturias, Spain) is internationally known for its exceptional Paleolithic rock art. Previous geomorphological studies identified evidence of flooding events in the cave walls affecting some of the paintings. This study presents a preliminary chronological framework for the paleo-flood record of El Pindal Cave based on radiocarbon dating of 20 samples of wood remains recovered from watermarks identified along the cave walls, roof pendants, and flowstones from the touristic sector. At least nine flood events occurred during the last 9 ka, some of which attained water depths 2 m deeper compared to the October 2019 flooding event.

Palabras clave: karst, arte rupestre paleolítico, paleoinundaciones, eventos extremos.
Keywords: karst, Paleolithic rock art, paleo-floods, extreme events.

1. INTRODUCCIÓN

La cueva de El Pindal (Ribadedeva, Asturias) forma parte del conjunto de 18 cuevas de la cornisa cantábrica incluidas en la Lista de Patrimonio Mundial UNESCO por constituir un ejemplo de referencia mundial del arte rupestre paleolítico (Figura 1).

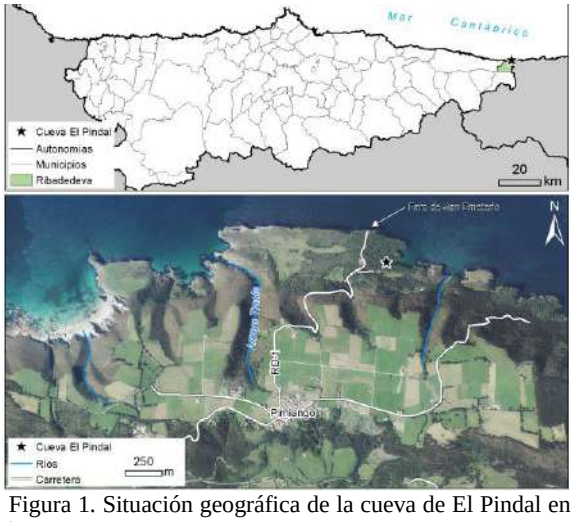


Figura 1. Situación geográfica de la cueva de El Pindal en Asturias

Figure 1. Geographic location of El Pindal Cave in Asturias.

Las representaciones pictóricas se concentran en los primeros 314 m (sector turístico) e incluyen ejemplos de figuras zoomorfas y conjuntos de líneas y puntos, elaboradas con técnicas de pintura, grabado o combinaciones de ambas (González Pumariega, 2008). Las representaciones se concentran en cinco paneles o conjuntos, entre los que destacan el Panel Principal y el Panel del Mamut (Figura 2).

Entre 2018 y 2019 se llevó a cabo, desde el Dpto. de Geología de la Universidad de Oviedo, un estudio previo de evaluación del estado geológico-ambiental de cuevas Patrimonio Mundial de la UNESCO en el Principado de Asturias, incluyendo la cueva de El Pindal (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2019). Durante el desarrollo de los trabajos se detectaron múltiples afecciones al estado de conservación de las pinturas, incluyendo *"una marca lineal de distribución horizontal localizada a 1,50 m de altura sobre el suelo de la cueva"* en la zona del Panel Principal que se atribuyó a procesos de paleoinundaciones, así como *"evidencias de decoloración y desgaste de algunas pinturas localizadas por debajo de esta marca* que *podrían ser explicadas mediante procesos de inundación antiguos"*. En el caso del Panel del Mamut, se destaca que *"no se puede descartar la ocurrencia de fenómenos de inundación dada la proximidad de la pintura al suelo de la cavidad"*, observándose, además, una pérdida de color en la mitad inferior que se atribuye como muy probablemente relacionada con procesos de lavado por antiguas inundaciones (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2019; Lario *et al.*, 2024).

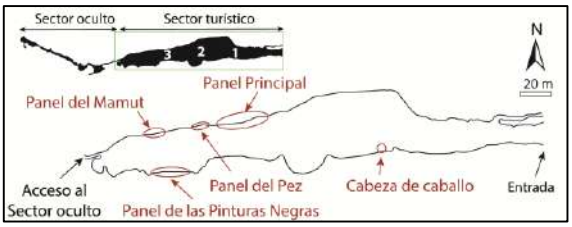


Figura 2. Planta de la cueva de El Pindal, con la situación de las salas 1 a 3 y los principales paneles de arte rupestre.
Figure 2. Plan view of El Pindal Cave, showing the location of rooms 1 to 3 and the main rock art canvases.

El objetivo de este trabajo es analizar las evidencias geomorfológicas relacionadas con paleoinundaciones presentes en el sector turístico de la cueva de El Pindal y establecer un marco cronológico para el registro de paleoinundaciones.

Contexto geológico y geomorfológico

Desde el punto de vista geológico, la cueva se sitúa en la unidad Bodón-Ponga de la Zona Cantábrica (Alonso *et al.*, 2009). La sucesión estratigráfica está conformada, de muro a techo, por cuarzoarenitas ordovícicas de la formación Barrios sobre las que se dispone la formación Ermita (detrítica) y las calizas carboníferas de las formaciones Alba y Barcaliente. Esta sucesión paleozoica se dispone en estratos subverticales (70N), de rumbo E-W, cabalgando todo el conjunto hacia el S sobre los materiales cretácicos de la cuenca Vasco-Cantábrica (Figura 3).

Desde el punto de vista geomorfológico, el relieve consta de dos niveles de terrazas marinas, o rasas, denominados Pindal (50-64 m s.n.m.; calizas) y Pimiango (125-150 m s.n.m.; cuarzoarenitas) separados por una ladera de fuerte pendiente (27º) con depósitos de gravedad y canales torrenciales encajados (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2000; Figura 4). Al pie de la ladera y superpuestos a la rasa de Pindal, se reconocen varios abanicos torrenciales que cubren parcialmente las depresiones kársticas reconocibles sobre esta rasa. En el endokarst se encuentra la cueva de El Pindal, desarrollada íntegramente en la formación Barcaliente. La cueva tiene un desarrollo de 590 m en horizontal y 24 m en vertical, registrando una pendiente media del 4%. Su geometría está controlada por la estratificación y tres familias de fracturas o diaclasas (D1: 0/3; D2; N35E/35SE; D3: N15E/70NO; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2002).

En el interior de la cueva destacan las formas fluvio-kársticas, incluyendo los sedimentos del canal actual y cinco niveles de hendiduras erosivas a las que se superponen sedimentos detríticos que se conservan en las paredes de la cavidad a distinta altura respecto al cauce actual (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2002). La cueva también cuenta con depósitos de gravedad (derivados de colapsos de techo) y una amplia variedad de espeleotemas. Se distinguen hasta cuatro generaciones de espeleotemas, los más antiguos con edades >200 ka (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2006, 2009).

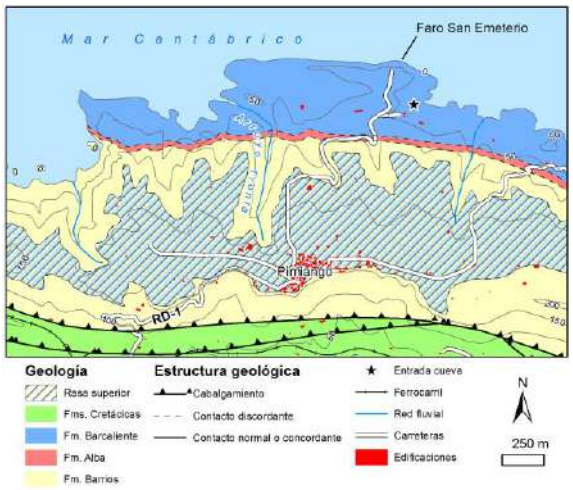


Figura 3. Mapa geológico del entorno de la cueva de El Pindal, basado en Merino-Tomé *et al.* (2014).
Figure 3. Geologic map of El Pindal Cave area, based on Merino-Tomé et al. (2014).



Figura 4. Vista aérea de las rasas de Pimiango y Pindal. Se observa el faro de San Emeterio en primer plano junto al acantilado.
Figure 4. Aerial view of the Pimiango and Pindal marine terraces. The San Emeterio lighthouse is visible at the foreground by the cliff.

Evidencias de inundaciones recientes

El régimen de apertura anual que mantiene la cueva de El Pindal desde la segunda mitad de la década de 1990 ha permitido constatar que el cauce interior de la cueva se activa

ocasionalmente, coincidiendo con eventos de precipitación intensa. El evento de mayor impacto se registró el 23 de octubre de 2019 y causó un desbordamiento excepcional nunca antes observado en el cauce. En las salas 1 y 2 se produjo un embalsamiento de agua de 1 m de profundidad; mientras que en la sala 3 la profundidad de la lámina de agua fue de escasos centímetros, sin llegar a causar afecciones al Panel Principal (González-Pumariega, 2022). Entre los cambios introducidos por el evento, destacan: i) la sedimentación de arenas entre el sector oculto y el Panel del Mamut; ii) una intensa removilización de los cantos de cuarcita en el cauce en la sala 3; iii) la erosión de la orilla derecha del cauce, arrastrando un foco de iluminación del Panel Principal; y iv) el depósito de una capa de lodo de varios centímetros de espesor en las salas 1 y 2.

Los análisis geoquímicos y bacteriológicos de los lodos, realizados por el Laboratorio de Monitorización Geoambiental del CSIC-Museo de Ciencias Naturales, desvelaron valores muy elevados de materia orgánica, nitrógeno, fósforo, potasio y metales pesados en comparación con zonas de la cueva no afectadas por la inundación, así como cambios muy significativos en las comunidades microbianas que se relacionan directamente con las explotaciones ganaderas situadas sobre la cueva (Martín-Pozas *et al.*, 2022).

2. METODOLOGÍA

Se llevó a cabo una visita de reconocimiento para identificar evidencias de inundación presentes en las paredes y sobre las distintas formas de depósito del sector turístico. A continuación, se realizó una poligonal de la cueva con ayuda de un disto láser Leica X310 adaptado para topografía. La poligonal se georreferenció a un punto topográfico instalado en el exterior de la cueva. Desde las estaciones de la poligonal se tomaron medidas para posicionar las alturas de las distintas marcas de inundación. Además, se realizó un escaneado LiDAR del sector turístico utilizando un iPhone 14 Pro y la aplicación *scaniverse* para obtener un modelo tridimensional preliminar. Por último, se tomaron 20 muestras de restos vegetales en diferentes marcas de inundación para realizar dataciones radiocarbono AMS, que fueron procesadas en el Laboratorio de Radiocronología del Centro de Estudios Nórdicos de la Universidad de Laval (Quebec, Canadá). Las edades fueron calibradas utilizando el *software* Calib 8.1.0 y la curva de calibración IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020; Stuiver y Reimer, 1993). Las edades están expresadas en años calibrados *Before Present* (BP), considerando el intervalo 2 sigma.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se han reconocido y datado más de una decena de marcas lineales de inundación dispuestas sobre las paredes, los *roof pendants* y las coladas estalagmíticas del sector turístico de la cueva. Algunas de estas marcas corresponden a eventos de inundación en los que la lámina de agua superó en más de 2 m la profundidad alcanzada durante el evento de 2019. Los resultados de las dataciones sugieren que en la cueva han ocurrido al menos nueve inundaciones importantes (Figura 5). La más reciente está muy bien representada por un total de ocho dataciones radiocarbono realizadas en distintos puntos del sector turístico, indicando que tuvo lugar hace aproximadamente 500–550 años cal BP. Este evento es coherente con el registro de inundaciones documentado en Cueva Rosa, a 45 km al oeste de El Pindal (González-Lemos *et al.*, 2015).

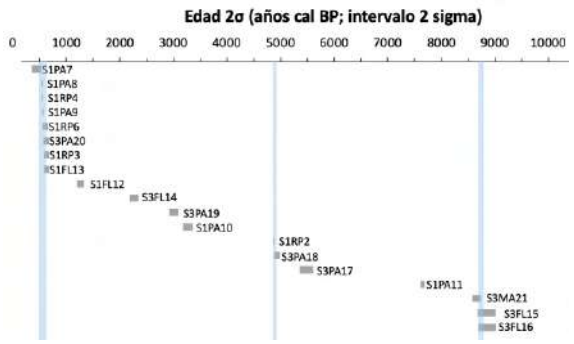


Figura 5. Edades radiocarbono obtenidas de las muestras tomadas en marcas de inundación en la cueva de El Pindal. *Figure 5. Radiocarbon ages obtained from floodmark samples in El Pindal Cave.*

En cuanto a las edades radiocarbono obtenidas en otras marcas de inundación, los resultados sugieren ocho inundaciones más antiguas, abarcando buena parte del Holoceno. Algunas de ellas son coetáneas con el registro de inundaciones descrito en la estalagmita Romeo (Cueva Rosa), donde los eventos más importantes se identificaron agrupados en torno a 5300–6250 y 7300–7600 años BP (González-Lemos *et al.*, 2015).

4. CONCLUSIONES

Las evidencias de paleoinundaciones de la cueva de El Pindal constituyen un registro único para caracterizar la magnitud y frecuencia de los procesos de inundación ligados a eventos extremos de precipitación. Se han detectado más de una decena de marcas de inundación en las paredes a lo largo del sector turístico. Las dataciones radiocarbono realizadas a partir de restos vegetales revelan hasta nueve eventos de inundación abarcando buena parte del Holoceno (últimos 9 ka). El registro de paleoinundaciones es coherente con las observaciones previas y el marco cronológico establecido en Cueva Rosa.

AGRADECIMIENTOS

Investigación financiada por el proyecto GEOCANTABRICAE (SV-PA-21-AYUD/2021/51766, FICYT, Principado de Asturias, UE, ERDF). Los trabajos "*Investigación de paleoinundaciones en la cueva de El Pindal*" han sido autorizados por la Consejería de Cultura, Política Llingüística y Deporte del Gobierno del Principado de Asturias (expediente 00021/24), y continúan desarrollándose en el marco del proyecto GEOCANTABRICA (IDE/2024/000753 – SEK-25-GRU-GIC-24-072, SEKUENS/Principado de Asturias, UE) y del convenio PA-24 Cuevas UNESCO entre la Consejería de Cultura, Política Llingüística y Deporte del Gobierno del Principado de Asturias y la Universidad de Oviedo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A. (2009). Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan thrust belt in the Ibero-Armorican arc. *Geologica Acta*, 7, 451-473.

González-Lemos, S., Müller, W., Pisonero, J., Cheng, H., Edwards, L.R.y Stoll, H.M. (2015). Holocene flood frequency reconstruction from speleothems in northern Spain. *Quaternary Science Reviews*, 127, 129-140.

González-Pumariega, M. (2008). Cuevas con arte: El Pindal. En: Rodríguez Muños, J. (ed.), *La Prehistoria en Asturias: un legado artístico único en el mundo*. Editorial Prensa Asturiana, Oviedo, pp. 97-118.

González-Pumariega Solís, M. (2022). Informe sobre una inundación excepcional en la cueva de El Pindal (Pimiango, Ribadedeva). Gestión de un evento geológico imprevisto en una cueva con arte rupestre paleolítico. *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 2017-2020*. Consejería de Cultura, Política Llingüística y Turismo, 97-106.

Jiménez-Sánchez, M., Anadón Ruiz, S., Farias Arquer, P., García Sansegundo, J. y Canto Toimil, N. (2000). *Estudio geomorfológico de la cueva del Pindal (Pimiango, Ribadedeva)*. Memoria del contrato CN-98-216-B1, Oviedo, 55 pp.

Jiménez-Sánchez, M., Anadón Ruiz, S., Farias Arquer, P., García Sansegundo, J. y Canto Toimil, N. (2002). Estudio preliminar de la geomorfología de la Cueva del Pindal (Ribadedeva, Oriente de Asturias). *Geogaceta*, 31, 47-50.

Jiménez-Sánchez, M., Bischoff, J.L., Stoll, H., Aranburu, (2006). A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian coast (Pindal Cave, NW Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*. Suppl. 147, 129-141.

Jiménez-Sánchez, M., Stoll, H.M., Moreno, A., Méndez-Vicente, A., Domínguez-Cuesta, M.J., Aranburu, A., Uriarte, J. y Valero-Garcés, B.L. (2009). Espeleotemas en la Cueva de El Pindal (Asturias, N España): contribución a la evolución geomorfológica de la Costa Cantábrica. En: Flor Rodríguez, G., Gallastegui, J., Flor Blanco, G., Martín Llaneza, J. (Eds.), *Nuevas Contribuciones Al Margen Ibérico Atlántico 2009*. Departamento de Geología - Universidad de Oviedo, Oviedo, 189-192.

Jiménez Sánchez, M., González-Lemos. S. y Meléndez-Asensio, M. (2019). *Estudios previos de evaluación del estado geológico-ambiental de cuevas Patrimonio Mundial en el Principado de Asturias*. Informe final contrato FUO18-132. Consejería de Educación y Cultura del Gobierno del Principado de Asturias, Oviedo, 204 pp.

Lario Gómez, J., Cuezva Robleño, S., Fernández-Cortés, A., Martín-Pozas, T., Duarte Matías, E., de la Rasilla Vives, M., González-Pumariega Solís, M., Cañaveras Jiménez y J.C., Sánchez Moral, S. (2024). Registro geológico de las inundaciones en la cueva de El Pindal (Asturias, España) y su implicación en la conservación del arte rupestre. En: Aramburu, A., Damas, L. y Durán J.J. (Eds.), *Geología y turismo: realidades complementarias*. Asociación de Cuevas Turísticas Españolas, Bizkaia, 157-165.

Martín Pozas, T., Cuezva Robleño, S., Fernández Cortés, A., González-Pumariega Solís, M., Duarte Matías, E., de la Rasilla Vives, M., Cañaveras Jiménez, J.C., Benavente, D., Goy Goy, J.L., Elez Villar, J., Saiz Jiménez, C., Zazo Cardeña y C., Sánchez Moral, S. (2022). Impacto de un evento de inundación en la comunidad bacteriana de un ecosistema subterráneo somero (cueva del Pindal, Asturias). En: Calaforra, J.M., Durán, J.J. (Eds.), *Minas y cuevas: Patrimonio Geológico y Turístico*. Asociación de Cuevas Turísticas Españolas, Pulpí (Almería), 359-372.

Merino-Tomé, O., Suárez Rodríguez, A. y Alonso Alonso, J. L. (2014). Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000). GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España.

Reimer, P., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. y Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62.

Stuiver, M. y Reimer, P.J. (1993). CALIB rev. 8. *Radiocarbon*, 35, 215-230.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 80-83. ISBN: 978-84-10345-81-2

ALTERACIÓN HIPOGÉNICA EN EL FRENTE DE ALTERACIÓN DE GRANITOS: HIPÓTESIS PARA LA FORMACIÓN DE CUENCAS DE METEORIZACIÓN E IMPLICACIONES HIDROECOLÓGICAS

Hypogenic weathering at the granite weathering front: Hypothesis for the formation of weathering basins and hydroecological implications

Carles Roqué[1], Anna Menció[1], Mario Zarroca[2], Eduard Madaula[1,2] y Gisela Gonzalvo-Henry[1]

1. Grup de Geologia Aplicada i Ambiental (GAiA), Departament de Ciències Ambientals, Universitat de Girona, 17003 Girona, España. E-mail: carles.roque@udg.edu
2. Àrea de Geodinàmica Externa i Hidrogeologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, España.

Abstract: A hypogene hypothesis is presented to explain the formation of weathering basins and multi-concave landscapes in granitic environments. During the subsurface stage, ascending hydrothermal flows along tectonic discontinuities form pipe-like subvertical alterite structures, which converge with the weathering front. Once the weathering mantle is eroded, these concave structures can evolve into endorheic habitats hosting wetlands of high ecological value. Due to their water inputs from regional hydrogeological flows, these ecosystems become perennial and are more resilient to prolonged drought conditions.

Palabras clave: meteorización granito, paisajes multicóncavos, ecosistemas acuáticos, cambio climático.
Keywords: granite weathering, multi-concave landscapes, aquatic ecosystems, climate change.

1. INTRODUCCIÓN

La mayoría de las formas graníticas de dimensiones decamétricas a kilométricas (macro o megaformas sensu Vidal-Romaní, 1989) tienen un origen complejo que comprende varias fases de desarrollo (Twidale y Vidal-Romaní, 1994). Cuando la roca plutónica consolidada se sitúa en una posición cortical somera se inicia la etapa de evolución subsuperficial, en la que predomina la meteorización química. Los minerales entran en contacto con agua meteórica y se alteran, y la roca se transforma en una regolita en la que habitualmente coexisten cuarzo inalterado y arcillas de neoformación. La regolita forma una capa (manto de alteración) que limita con la roca inalterada en una superficie dinámica denominada frente de alteración (Phillips *et al*., 2019), la cual se sitúa a mayor profundidad a medida que progresa la meteorización y el manto adquiere un mayor grosor (suponiendo la nulidad de la erosión). Si las condiciones climáticas son cálidas y húmedas (clima tropical), las reacciones de hidrólisis de los silicatos se ven favorecidas y el manto de alteración puede alcanzar de decenas a centenares de metros de espesor (e.g. Twidale y Vidal-Romaní, 2005; Migon, 2006). El relieve del frente de alteración (relieve de fondo) está controlado en gran medida por la estructura de la roca. Esto es debido a que el progreso en profundidad de la alteración viene regido por las discontinuidades del macizo rocoso, ya que, dada la impermeabilidad intrínseca de la matriz granítica, el agua implicada en las reacciones de meteorización química solo puede circular a través de ellas. Por ello, es de esperar que allí donde las discontinuidades son más densas y penetrativas, particularmente en los planos de las fallas principales, sea donde la alteración alcance una mayor profundidad (e.g. Wyns *et al*., 2004), y que esto se traduzca en la formación de cuencas o surcos profundos en el frente de alteración (relieves negativos). Por el contrario, una menor densidad de la red de fracturas va a limitar el progreso de la alteración y, en consecuencia, que se preserven formas prominentes residuales (relieves positivos). En una etapa posterior (o en parte sincrónica), la erosión exhumará el frente de alteración, exponiendo en la superficie tanto las formas de relieve positivo (bolos, *tors* e inselbergs) como las de relieve negativo (cuencas de alteración). Todo esto ocurre dentro de un contexto general que, a gran escala, corresponde a una llanura modelada sobre roca inalterada (Twidale y Vidal-Romaní, 2005).

Los trabajos clásicos de geomorfología granítica han centrado su atención en las macroformas

prominentes. Así, en libros de referencia sobre el tema (e.g. Twidale, 1982) se dedica un notable esfuerzo a definir, caracterizar e ilustrar formas residuales, pero se dejan de lado o apenas se hace referencia alguna a las formas derivadas de una alteración profunda, que por lo general resultan menos conspicuas y estéticas. Sin embargo, las cuencas de alteración por sí mismas pueden constituir relieves graníticos característicos. Son los paisajes multicóncavos (*multi-concave landscapes* sensu Thomas, 1974) o las topografías multicóncavas (*multi-concave topography* sensu Migon, 2006), en el que estas áreas deprimidas son los elementos geomorfológicos predominantes, a menudo rodeadas de relieves residuales. Lógicamente, debido a su génesis, en los ejemplos reportados se evidencia un fuerte control estructural tanto en la orientación como en la disposición espacial de las cuencas de alteración (e.g. Johansson *et al*., 2001; Roqué *et al*., 2014).

2. HIPÓTESIS HIPOGÉNICA

El modelo de génesis polifásica del relieve granítico no tiene en consideración que las mismas fracturas principales implicadas en el progreso a mayor profundidad de la alteración epigénica, también son las vías de ascenso de flujos hipogénicos de agua subterránea que, además, pueden ser termales al haber adquirido temperaturas elevadas en profundidad y haber retornado a la superficie con celeridad (e.g. Belgrano *et al*., 2016; Charpentier *et al*., 2024). Los flujos hidrotermales se manifiestan en superficie como fuentes termales, que son habituales en muchas zonas graníticas y que se vienen aprovechando como recurso desde hace milenios (termas, balnearios y embotelladoras de aguas mineromedicinales). Pese a la evidencia de estos flujos hidrotermales hipogénicos en medios graníticos, su papel en la evolución del relieve del frente de alteración apenas ha sido explorado. Contrariamente, la implicación de los flujos hipogénicos (sean o no termales y/o ácidos) en el modelado cárstico ha suscitado un gran interés, y hoy en día está ampliamente aceptado el origen hipogénico de muchas cuevas y dolinas (e.g. Dublyansky, 2014; Klimchouk *et al*., 2017; Gutiérrez *et al*., 2019).

En base a lo expuesto, planteamos una hipótesis hipogénica para explicar la formación de cuencas de alteración y, por extensión, de paisajes multicóncavos en medios graníticos (Figura 1), que es compatible con el desarrollo epigénico de los mantos de alteración.

Algunos hechos y observaciones que sustentan esta hipótesis son las siguientes: (1) la temperatura es un factor que controla la alteración de los silicatos, y el agua caliente favorece las reacciones de hidrólisis (e.g. Deng *et al*., 2022). En este sentido, son bien conocidos los procesos de alteración que los flujos hidrotermales producen en planos de fractura en granitos (e.g. Nishimoto y Yoshida, 2010; Place *et al*., 2016). Cabe suponer, pues, que si estos flujos alcanzan la superficie, la alteración asociada a ellos también lo haga. (2) Hidrogeológicamente, las discontinuidades tectónicas pueden actuar como conductos, como barreras o de las dos maneras simultáneamente, por lo que es habitual que las descargas termales en superficie sean puntuales, es decir, no generales a lo largo de un plano de fractura (e.g. Bense and Person, 2006). De igual modo, las cuencas de alteración suelen disponerse en rosario a lo largo de una discontinuidad tectónica, y no formando valles o surcos de extensión quilométrica (e.g. Roqué *et al*., 2014). (3) En investigaciones de acuíferos en zonas graníticas se han identificado estructuras subverticales en forma de chimenea rellenas de alteritas, las cuales alcanzan más de 200 m de profundidad según sondeos y prospección geofísica eléctrica (i.e. Belle *et al*., 2018). La profundidad y la geometría de estas estructuras de alteración son más fáciles de explicar por un flujo ascendente que no descendente. (4) La coexistencia en una misma zona granítica de manifestaciones hidrotermales activas y cuencas de alteración (e.g. Linares *et al.*, 2011).

3. IMPLICACIONES HIDROECOLÓGICAS

La hipótesis hipogénica para el desarrollo del modelado del frente de alteración tiene implicaciones hidroecológicas relevantes. Las lagunas alojadas en las cuencas de alteración de génesis hipogénica no solo se alimentan de agua de escorrentía superficial, sino que también pueden abastecerse de los flujos subterráneos regionales que circulan por el sistema de discontinuidades y que ascienden a través de las principales fracturas.

El tiempo de residencia de los flujos regionales puede ser varios ordenes de magnitud superior a aquellos locales (e.g. Mas *et al.*, 2023), por lo que no son severamente afectados por las variaciones climáticas a corto y medio plazo.

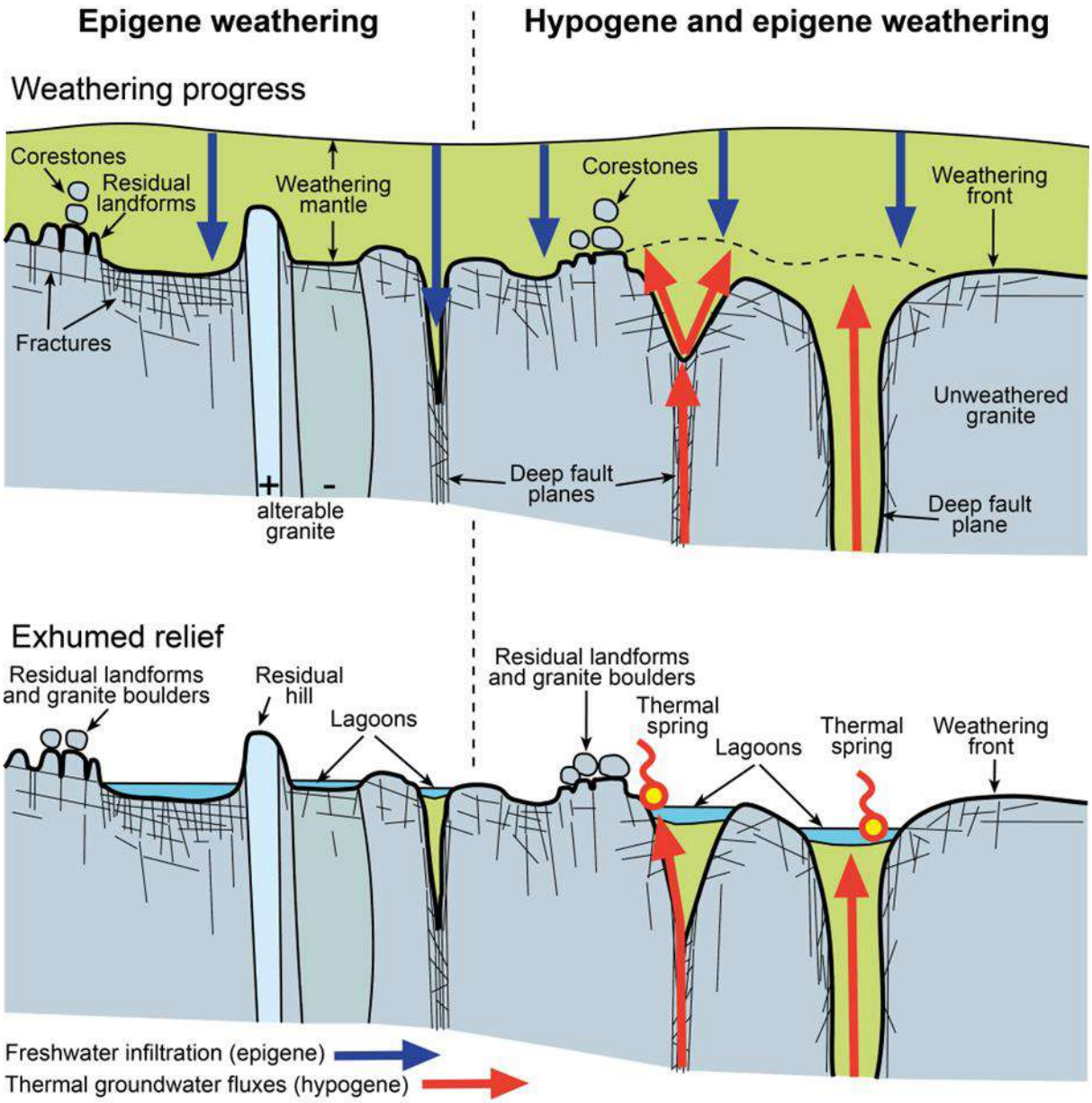


Figura 1. Hipótesis epigénica (izquierda) e hipogénica (derecha) de génesis de cuencas en un frente de alteración. Imagen superior: progreso de la meteorización bajo el manto de alteración; imagen inferior: relieve exhumado.
Figure 1. Epigenic (left) and hypogenic (right) hypotheses for the development of weathering basins in a weathering front. The image above shows the progression of weathering under the weathering mantle; below, the exhumed relief landscape.

En este sentido, las lagunas que tienen aportes significativos de agua subterránea de origen profundo van a tener períodos de permanencia de agua más largos y van a ser más resilientes a episodios de sequía prolongados, por lo que frente a los efectos esperados del cambio climático pueden llegar a ser enclaves estratégicos para la supervivencia de ecosistemas acuáticos.

AGRADECIMIENTOS

Estudio financiado por el proyecto TREASURE (PCI2024-153436), Joint Transnational Call del Water4All European Partnership, 2022 (Comisión Europea y Agencia Estatal de Investigación (AEI)): "Management of water resources: resilience, adaptation and mitigation to hydroclimatic extreme events and management tools"; y por el proyecto AquiPondSys (PID2023-147186OB-I00) financiado por MCIN/AEI/ 10.13039/501100011033.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Belgrano, T. M., Herwegh, M. y Berger, A. (2016). Inherited structural controls on fault geometry, architecture and hydrothermal activity : An example from Grimsel Pass, Switzerland. *Swiss J. Geosci*., 109, 345-364.

Belle, P., Lachassagne, P., Mathieu, F., Barbet, Ch., Brisset, N. y Gourry, J-Ch. (2018). Characterization and location

of the laminated layer within hard rock weathering profiles from electrical resistivity tompography: implications for water well siting. En: Ofterdinger U., Macdonald A.M., Comte J.-C. y Young M.E. (Eds.), *Groundwater in Fractured Bedrock*. Geological Society, London, Special Publications, 479, 187-205.

Bense, V.F. y Person, M.A. (2006). Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. *Water Resources Research*, 42, 1-18.

Charpentier, D., Milesi, G., Labaume, P., Abd Elmola, A., Buatier, M., Lanari, P. y Muñoz, M. (2024). Evolution of fluid redox in a fault zone of the Pic de Port-Vieux thrust in the Pyrenees Axial Zone (Spain), EGUsphere [preprint], https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-386.

Deng, K., Yang, S. y Guo, Y. (2022). A global temperatura control of silicate weathering intensity. *Nat Commun*, 13, 1781.

Dublyansky, Y.V. (2014). Hypogene speleogenesis. Discussion of definitions. 18. *Karst Waters Institute Special Publication*, 1-3.

Gutiérrez, F., Fabregat, I., Roqué, C., Carbonel, D., Zarroca, M., Linares, R., Yechieli, Y., García-Arnay, A. y Sevil, J. (2019). Sinkholes in hypogene versus epigene karst systems, illustrated with the hypogene gypsum karst of the Sant Miquel de Campmajor Valley, NE Spain. *Geomorphology*, 328, 57-78.

Johansson, M., Migon, P. y Olvmo, M. (2001). Development of joint-controlled rock basins in Bohus granite, SW Sweden. *Geomorphology*, 40, 145-161.

Klimchouk, A., Palmer, A.N., De Waele, J., Auler, A.S. y Audra, P. (eds.) (2017). *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*. Springer, Cham, 911 pp.

Linares, R., Menció, A., Rodríguez-Florit, A., Roqué, C. y Zarroca, M. (2011). Hydrogeological features of wetlands developed over pediments in the Albera Range (NE Spain). SEFS 7-Symposium for European Freshwater Sciences. Girona. Abstract Book, 189.

Mas-Pla, J., Brusi, D., Roqué, C., Soler, D., Menció, A., Costa, J.M., Zamorano, M. y Meredith, W. (2023). Hydrological origin of the CO_2-rich mineral water of Vilajuïga in the Eastern Pyrenees (NE Catalonia, Spain). *Hydrogeology Journal*, 31, 661-684.

Migon, P. (2006). *Granite Landscapes of the World*. Geomorphological Landscapes of the World, 2. Oxford University Press, New York, 416 pp.

Nishimoto, S. y Yoshida, H. (2010), Hydrothermal alteration of deep fractured granite: effects of dissolution and precipitation. *Lithos*, 115, 153-162.

Phillips, J.D., Pawlik, L. y Samonil, P. (2019). Weathering fronts. *Earth-Science Reviews*, 198, 102925.

Place, J., Géraud, Y., Diraison, M., Herquel, G., Edel, J.-B., Bano, M., Le Garzic, E. y Walter, B. (2016). Structural control of weathering processes within exhumed granitoids: compartmentalisation of geophysical properties by faults and fractures. *Journal of Structural Geology*, 84, 102-119.

Roqué, C., Linares, R. y Zarroca, M. (2014). Structural control on basins developed over the granite pediment of the Albera Massif, Pyrenees, NE Spain. En: S. Schnabel y A. Gómez-Gutiérrez (Coord.), *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014*, actas de la XIII Reunión de la Sociedad Española de Geomorfología, Cáceres, 421-424.

Thomas, M.F. (1974). Granite landforms: a review of some recurrent problems of interpretation. *Institute of British Geographers, Special Publication*, 7, 13-37.

Twidale, C.R. (1982). *Granite landforms*. Elsevier, Amsterdam, 372 pp.

Twidale, C.R. y Vidal-Romaní, J.R. (1994). On the multistage development of each forms. *Geomorphology*, 11, 107-124.

Twidale, C.R. y Vidal-Romaní, J.R. (2005). *Landforms and Geology of Granite Terrains*. Balkema, London, 351 pp.

Vidal-Romaní, J.R. (1989). Geomorfología granítica en Galicia (NW España). *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*,13, 89-163.

Wyns, R., Baltassat, J.-M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J. y Mathieu, F. (2004). Application of proton magnetic resonance soundings to groudwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. géol. Fr*., 175, 21-34.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 84-87. ISBN: 978-84-10345-81-2

EVOLUCIÓN MORFOESTRUCTURAL DE LA CUENCA NEÓGENA DE MADRID DURANTE EL CUATERNARIO

Morphostructural evolution of the Madrid Neogene Basin during the Quaternary

Pablo G. Silva Barroso[1] y Manuel J. Montes Santiago[2]

1. Dpto Geología. Universidad de Salamanca. Escuela Politécnica Sup. Ávila. 05003-Ávila pgsilva@usal.es
2. Inst. Geológico y Minero de España CN IGME-CSIC, 105270-Tres Cantos (Madrid) m.montes@igme.es

Abstract: This study analyses the morphostructural evolution of the Neogene Madrid Basin during the Quaternary. The role of large Gelasian piedmont elements south of the Spanish Central System (SCS) are considered in connection with the definitive establishment of the exoreic drainage system during the end of the Lower Pleistocene (Calabrian). The process represents the coupling of proximal trenching in the raña surfaces with headward erosion/sedimentation processes linked to the Atlantic exoreic drainage. In the Middle Pleistocene fluvial valleys entrenched in basin centre locations (evaporitic substratum) because of the collapse of the isostatic forebulge of the SCS generating an important graben system bounded by large gypsum escarpments. Within these valleys developed thickened fluvial terraces with a large set of soft-sediment deformation structures (paleoseismites).

Palabras clave: Cuaternario, valles fluviales, isostasia, tectónica, España Central.
Keywords: Quaternary, fluvial valleys, isostasy, tectonics, Central Spain.

1. INTRODUCCIÓN

La evolución morfoestructural reciente de la Cuenca de Madrid comienza con la captura de la cuenca neógena por la red de drenaje atlántica en el tránsito Plio-Pleistoceno (Alonso-Zarza *et al*., 2004). Recientes dataciones en el norte de la cuenca indican que el encajamiento de la red fluvial en la Raña comenzó hace unos 3,5-3,3 Ma (Karampaglidis *et al*., 2020). No obstante, diferentes propuestas evolutivas indican que las primeras terrazas fluviales (fuera del entorno de las rañas) no se desarrollan hasta el final del subchron normal de Olduvai, hace unos 1,9-1,8 Ma (Silva *et al.,* 2017). A partir de este momento comienza la construcción de los valles y terrazas fluviales a lo largo de la gran línea morfotectónica del Eje Fluvial Henares-Jarama-Tajo (HJT) que atraviesa la cuenca con dirección NE-SO (Figura 1). La reciente edición del nuevo mapa geológico 1:200.000 de Madrid (Montes *et al.*, en prensa) ha permitido actualizar toda la nueva información existente y resumirla en el bosquejo evolutivo que aquí se presenta.

2. SISTEMAS DE PIEDEMONTE

La Raña constituye el gran elemento del piedemonte del Sistema Central. Sus depósitos están caracterizados por cantos de cuarcita empastados por una matriz arcillosa roja que soportan horizontes argílicos muy evolucionados correspondientes a suelos fersialíticos ácidos (paleoxerulf o paleoxeralf-rhodoxeralf) típicos de climas cálidos y húmedos (Gallardo y Pérez-González, 1997). Estos materiales representan el producto del desmantelamiento, erosión y transporte de los importantes perfiles de alteración tropical neógenos presentes en los macizos paleozoicos de borde de cuenca.

En la zona NE de la cuenca (Somosierra) se encajan las primeras terrazas fluviales a lo largo de los ríos Henares y Jarama. Conformando cinco niveles fluviales entre los +210 y +150 m de altura relativa que se encajan directamente en la superficie de La Raña. Estos, con características litológicas y edáficas muy similares a las rañas, son considerados modernamente como terrazas de trinchera de abanico encajadas en el gran piedemonte aluvial de las rañas (Silva *et al.,* 2017). En definitiva, producto de la reelaboración del depósito de las rañas, asimilables a los *"Rañizos"* de Hernández Pacheco, que no se registran fuera del dominio de las rañas (Figura 2). Datos geocronológicos asociados a las rañas en el entorno de la Cuenca de Madrid y Montes de Toledo permiten situar el fin de su desarrollo dentro del Gelassiense con anterioridad al subchron normal de Olduvai previo a los 2,0 - 1,7 Ma (Montes *et al*., en

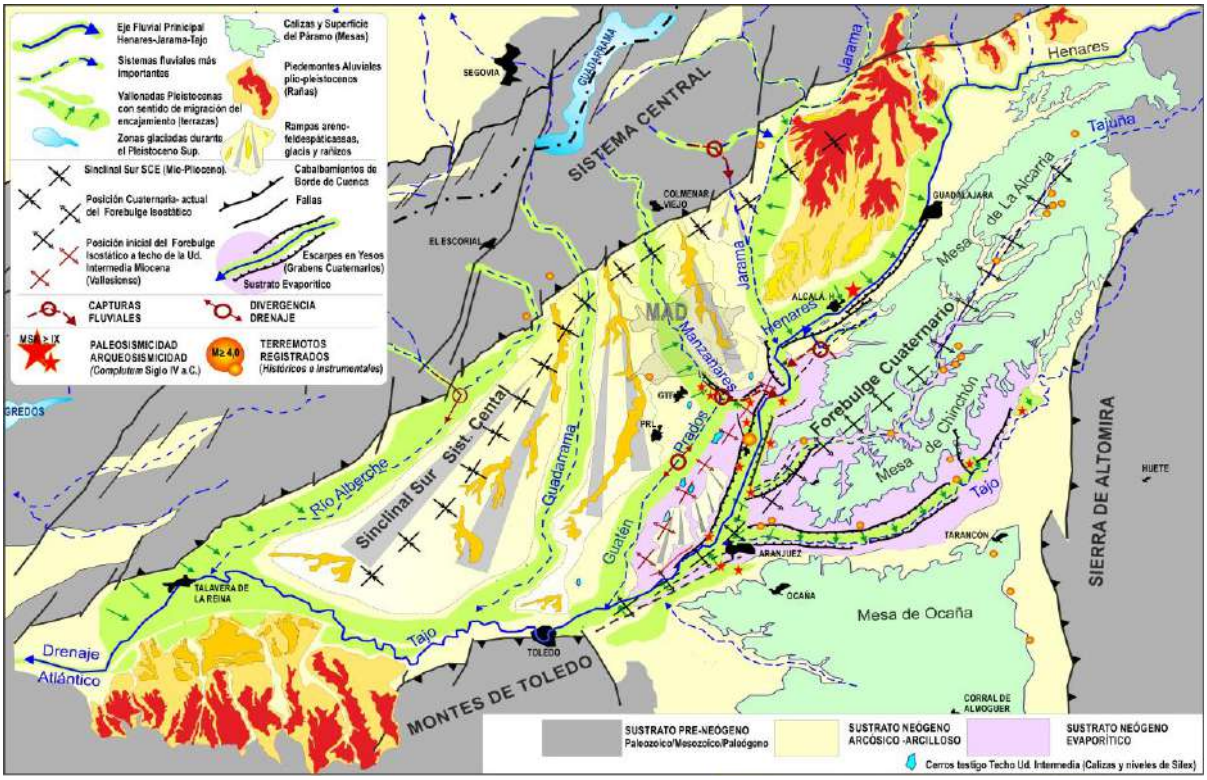


Figura 1. Esquema Paleogeográfico y morfoestructural de los depósitos de rañas, glacis, terrazas fluviales durante el Cuaternario. Se muestran las líneas de drenaje principales y anomalías (capturas y divergencias), así como los escarpes en yesos y deformaciones cuaternarias y paleosismitas (estrellas) asociadas a las terrazas engrosasdas (TCMZ y TCA)

Figure 1. Palaeogeographical sketch of the deposits of rañas, glacis and fluvial terraces during the Quaternary. The main drainage lines and anomalies (captures and divergences) are shown, as well as the gypsum scarps along which main quaternary deformations and palaeossmites (stars) within the thickened terraces (TCMZ and TCA) occur.

prensa). En los bordes de cuenca graníticos del Sistema Central se desarrollan sistemas de piedemonte arenosos, que corresponden con las *"Rampas Areno-feldespáticas"* de Vaudour (1979). Estas rampas han de interpretarse como extensos glacis de piedemonte arenosos correlacionables con las superficies de interfluvio de la zona de Madrid (Goy *et al.*, 1989). Estas superficies también muestran similares características edáficas a los rañizos y pueden asignarse cronológicamente a la misma etapa, aunque su desarrollo continuó a la par del de las terrazas altas del Henares, Jarama y Tajo entre los +144 m y los +100 m de altura relativa extendiéndose a lo largo de la primera mitad del Calabriense (c. 1,2 Ma).

3. LA INCISIÓN FLUVIAL

En conjunto, rañas, rañizos y rampas areanosas constituyen los interfluvios entre los valles del Henares, Jarama, Manzanares, Guadarrama y Alberche a lo largo de todo el piedemonte del Sistema Central. Al SE de la ***gran línea morfotectónica HJT*** las superficies divisorias las constituyen las Mesas de la Alcarria, Chinchón y Ocaña, desarrolladas a favor de la Superficie calcárea del Páramo (Figura 1).

La Cuenca de Madrid preserva un total de 23 niveles de terraza desde los +210 m en los valles del Henares y Jarama hasta las llanuras de inundación actuales a +3-4 m sobre el fondo de los cauces (Pérez-González, 1994). Las primeras 5 terrazas por encima de los +175 m corresponden a los "rañizos". Así la primera terraza fluvial s.s. corresponde a la de +155 m (Figura 2). Las terrazas altas comprendidas entre +155 y + 120 m se registran solo en los valles del Henares, Jarama y Tajo, en este último representan sus primeras terrazas (Silva *et al.*, 2017). Como se ha mencionado, este conjunto de terrazas altas se asigna a la primera parte del Pleistoceno inferior anterior a los c. 1,2 Ma.

3.1. Pleistoceno inferior

Estas terrazas constituyen las primeras vallonadas fluviales pleistocenas poco encajadas en los piedemontes y con anchuras de más de 10 km (Figura1), que en el Henares y Tajo presentan una clara migración hacia el SSE formando amplios valles asimétricos. A partir del nivel de

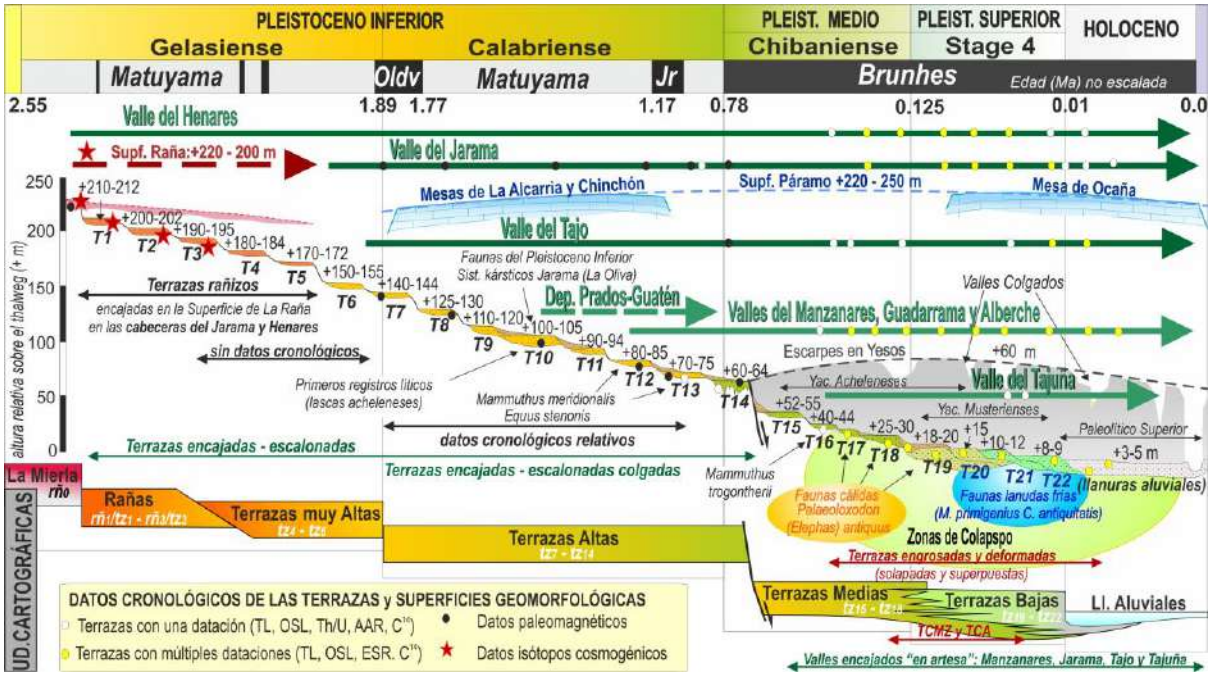


Figura 2. Sección transversal esquemática de los sistemas de terrazas fluviales de la Cuenca del Tajo que muestra el número de niveles de terrazas registradas en cada valle y su ensamblaje geomorfológico, así como los yacimientos paleontológicos, paleolíticos, y datos geocronológicos disponibles (Modificada de Silva et al., 2024; Montes *et al*., ep.).
Figure 2. Schematic cross-section of the river terrace systems of the Tagus Basin showing the number of terrace levels recorded in each valley and their geomorphological assemblage, (Modified from Silva et al., 2024; Montes et al., in press).

+90-94 m se generaliza la incisión fluvial en todos los valles actuales, estableciendo sus cursos los ríos Alberche, Guadarrama y el antiguo Manzanares que, a través de la Depresión Prados-Guatén fluía directamente al Tajo (Silva *et al*., 2009). Los niveles correspondientes al Pleistoceno inferior se continúan hasta el nivel de +65-60 m donde a nivel regional se registra la inversión Matuyama-Brunhes (Figura 2). En el valle del Tajo, y la Prados-Guatén estos niveles fluviales poseen fauna característica del Pleistoceno inferior, como son *Equus stenonis* y *Mammuthus meridionalis* (López-Recio *et al.,* 2015). Análisis paleomagnéticos indican que la terraza de +70-75m se desarrolló en torno a 1,1 Ma dentro del subchron normal Jaramillo (Pérez-González *et al.,* 2013). Por lo general, estas terrazas altas presentan en su mayoría un dispositivo de escalonamiento y encajamiento, encontrándose individualizadas. Solo en las zonas de facies evaporíticas de centro de cuenca estas terrazas se encuentran amalgamadas en un nivel anómalo engrosado (+120-80 m). Este nivel se encuentra colgado sobre los escarpes en yesos que enmarcan los valles fluviales en el sector central de la cuenca y marca el momento en que la disección fluvial alcanza el sustrato evaporítico (Figura 2). Sus depósitos presentan un conjunto de deformaciones frágiles y dúctiles bastante importantes (Silva *et al.*, 2024).

3.2. El Pleistoceno medio

Se inicia con el nivel de +65-60 m donde se registra la inversión Matuyama-Brunhes (Pérez-González, 1994) acompañada por un drástico cambio en el dispositivo geomorfológico de los valles. Se produce un colapso generalizado en el sector central evaporítico de la cuenca formando unos escarpes de entre +40-60 m de altura tallados en los yesos, a la vez que se produce un abrupto descenso del nivel de base regional. En diversos puntos este proceso desencadena fenómenos de captura fluvial y abandono de valles (Figura 1), siendo el más importante el *Codo de Captura* del valle inferior del Manzanares al sur de Madrid (Silva *et al.,* 1988; Goy *et al.,* 1989).

Este último desencadena el abandono de la Depresión Prados-Guatén que posteriormente se instalan dos cursos norte-sur, fluyendo divergentemente hacia el Manzanares y Tajo (Silva *et al.,* 2009). El colapso de los valles se genera un sistema de *grabens* cuaternarios limitados por fallas normales subverticales (Silva *et al.,* 2024). Estos valles fluviales presentan la típica morfología de valles en artesa limitados por los grandes escarpes mencionados

y acogen las terrazas del Pleistoceno medio y superior (Figura 2).

Estas terrazas presentan ensamblajes de solapamiento y superposición, presentando complejas secuencias engrosadas a veces de más de 30-40 m. Estos complejos ensamblajes se registran especialmente a partir de las terrazas de +40 y +25-30 m, como ocurre en los yacimientos de *San Isidro (*Madrid) o de *Pinedo* (Toledo) y se continúan hasta las terrazas complejas (+18-20 m) del Manzanares (TCMZ) y Jarama (TCA). Estas contienen industria paleolítica achelense y fauna fósil (*Elephas antiquus, Hippopotamus amphibius)* representativa de climas cálidos del Pleistoceno medio final (Silva *et al.,* 2017).

Los datos geocronológicos disponibles indican que estas terrazas se desarrollan durante los últimos c. 300 ka englobando los estadios isotópicos MIS 11a MIS 6 (Panera *et al.,* 2019). El techo del nivel complejo de +18-20 m registra el tránsito Pleistoceno medio-superior (MIS 5), así como el tránsito Paleolítico medio-superior (Figura 2). En este marco geodinámico, son numerosas las deformaciones sin-sedimentarias, las cuales están acompañadas y amplificadas por procesos kársticos y halocinéticos en la zona evaporítica central de la cuenca. Muchas de ellas se interpretan como paleosismitas (Giner *et al*., 2012; Silva *et al.,* 2024).

Pleistoceno superior y Holoceno

Las terrazas de +18-20 m no solo registra el último interglaciar (MIS 5), sino también el tránsito hacia el Paleolítico Medio. Las terrazas bajas (< +15-12 m) se solapan a las complejas y se desarrollan durante el último ciclo glaciar (MIS 4 – MIS 2). Estas contienen yacimientos de industria típicamente musteriense (neandertales) y fauna fría como *Mammuthus primigenius,* o *Coelodonta antiquitatis,* (Panera *et al.*, 2009). Las llanuras aluviales actuales (+3-5m) comienzan a desarrollarse durante la deglaciación 21-19 ka BP y se estabilizan a partir del Óptimo Climático Holoceno, alrededor de. 6,5 ka BP (Silva *et al.*, 2017; Wolf *et al.,* 2013).

4. CONCLUSIONES

Los datos existentes indican que el establecimiento de la red de drenaje en la Cuenca de Madrid fue el producto del acoplamiento y unión de dos sistemas de drenaje: (a) los sistemas de encajamiento proximal en las rañas o terrazas de trinchera de abanico (rañizos); y (b) el sistema exorréico atlántico que por erosión remontante captura progresivamente la antigua cuenca neógena durante el Pleistoceno inferior. La evolución posterior ha estado controlada por el importante proceso de flexión, abombamiento y colapso del *forebulge* isostático meridional del Sistema Central a comienzos del Pleistoceno medio. Este es el responsable de la generación del sistema de *graben* cuaternarios que enmarcan los valles en el sector central de la cuenca, así como de los procesos y anomalías, kársticos tectónicos y sísmicos relacionados.

AGRADECIMIENTOS

Financiados por el proyecto I+D+i PID2021-123510OB-I00 del MICIN AEI/10.13039/501100011033/ (QTECT IBERIA-USAL).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J. P., Silva, P.G., Torres, T. (2004). La Cuenca del Tajo. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 556-561 pp.

Gallardo, J. y Pérez-González, A. (1997). La Raña al Sur de Somosierra. *Geogaceta*, 12.

Giner-Robles, J. L., Pérez López, R., Silva, P. G. *et al.* (2012). Recent tectonic model for the Upper Tagus Basin (central Spain). *Journal of Iberian Geology*. 38: 113-126.

Goy, J.L., Pérez-González, A. y Zazo, C. (1989). Cuaternario y Geomorfología, Hoja de Madrid (559). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 2ª Serie (MAGNA). IGME, Madrid.

Karampaglidis, T., Benito, A., Rodés, A. *et al.* (2020). Pliocene endoreheic-exhoreic drainage transition of the Cenozoic Madrid Basin (Spain). *Global and Planetary Change*, 194, 103295.

López Recio, M.; Silva, P.G.; Roquero, E., *et al.* (2015). Geocronología de los yacimientos achelenses de Pinedo y Cien Fanegas (Valle del Tajo, España). *Estudios Geológicos*, 71(1): e029.

Montes, M.; Rubio, F.; López Olmedo, F.; Silva, P.G. *et al.* (en prensa). Mapas y Memoria de la hoja nº 45 (Madrid). Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, 1ª Edición, IGME, CSIC, Madrid.

Panera, J., Rubio-Jara, S., y Pérez-González, A. -Eds.- (2019). A fundamental archive for the European Pleistocene: The Manzanares and Jarama valleys (Madrid, Spain). *Quaternary International*, 520. 109pp.

Pérez-González, A. (1994). La Cuenca del Tajo. En: M. Gutiérrez Elorza (Ed.) *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, Madrid, pp. 389–436.

Pérez-González, A., Gallardo, J.L., Uribelarrea, D., Panera, J. y Rubio-Jara, S. (2013). La inversión Matuyama-Brunhes en la secuencia de terrazas del río Jarama entre Velilla de San Antonio y Mejorada al SE de Madrid (España). *Estudios Geológicos*, 69: 35–46.

Silva, P. G., Goy, J. L. y Zazo, C. (1988). Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geológicos*, 44: 415 – 427.

Silva, P.G., Alberdi, M. T., Rus, I., *et al.* (2009). Restos de caballos fósiles cuaternarios en la Depresión Prados-Guatén. *Cuaternario y Geomorfología*, 23, 127-139.

Silva, P.G., Roquero, E., López-Recio, M. *et al.* (2017). Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Central Spain). *Quaternary Science Reviews*, 166: 188-203.

Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Perucha, M.A. *et al* (2024). Tectónica Cuaternaria de la Cuenca de Madrid. *Geo-Guías*, 13. 188-203.

Vaudour, J. (1979). *La région de Madrid, altérations, sols et paléosols*. Ed.Ophrys. 390 p.

Wolf, D., Seim, A., Díaz del Olmo, F., Faust, D., (2013). Late Quaternary fluvial dynamics of the Jarama River in central Spain. *Quaternary International* 302,20-41.

Geomorfología glaciar y periglaciar



Glaciar rocoso de Brañalibrán (Salientes, León). Fotografía de Javier Santos González.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 91-94. ISBN: 978-84-10345-81-2

GEOMORPHOLOGICAL MAP OF ALTO VEZ PALAEOGLACIATION, PARQUE NACIONAL DA PENEDA-GERÊS, PORTUGAL

Mapa geomorfológico de la paleoglaciación del Alto Vez, Parque Nacional da Peneda-Gerês, Portugal

Edgar Figueira[1] y A. Pérez-Alberti[2], Alberto Gomes[3], Jorge Costa[3]

1. Faculty of Arts, University of Porto, 4150-564 Porto, Portugal
Email: edgarjunceiro@gmail.com
2. Department of Soil Science and Agricultural Chemistry, Faculty of Biology, Campus Vida, University of Santiago de Compostela, 15782 Santiago de Compostela, Spain.
3. Centre of Geography and Spatial Planning Studies (CEGOT), Department of Geography, Faculty of Arts and Humanities, University of Porto, 4150-564 Porto, Portugal.

Abstract: The Alto Vez is a palaeoglacial highland (1100–1250 m altitude) within the low-lying Serra da Peneda (1416 m), part of Peneda-Gerês National Park. Glacial inherited landforms and megalithic monuments dominate the landscape. We present a detailed geomorphological map (1:14 000 scale) of the Alto Vez icefield based on remote sensing data and systematic field surveys. Despite acknowledged palaeoclimatic significance, the spatial distribution and interpretation of glacial landforms of the area remain poorly understood. Our mapping identifies erosional and depositional landforms from glacial, periglacial, and fluvial processes, highlighting the geomorphological richness of the area. A detailed geomorphological map emerges as fundamental to support future geochronological studies for the understanding of the glacial environment and the geoconservation of these unique landforms of Peneda-Gerês National Park.

Keywords: Geomorphology, Cartography, Palaeoglaciers, Alto Vez, LiDAR.
Palabras clave: Geomorfología, Cartografía, Paleoglaciares, Alto Vez, LiDAR.

1. INTRODUCTION

Mid-latitude mountain ranges remain poorly represented in detailed geomorphological mapping, despite their value as palaeoclimate proxies. Within these, there are low-elevation areas (<1600 m) that present distinctive glacial records, which are crucial for reconstructing Upper Pleistocene environmental dynamics. Therefore, they represent key targets for reconstructing palaeoenvironmental conditions and postglacial landscape evolution (Ferreira and Romani, 1992; Coudé-Gaussen, 1981). This gap is evident in regions where most existing maps remain schematic. Moreover, detailed geomorphological interpretations have predominantly focused on alpine environments (Ferreira and Romani, 1992; Coudé-Gaussen, 1981; Oliva *et al.*, 2021). In the NW of Portugal, the Peneda (Pedrada peak-1416 m), Gerês (Nevosa peak-1546 m), and Amarela (Louriça peak-1359 m) massifs within Peneda-Gerês National Park (PNPG), together with Cabreira mountain (1262 m), reflect distinct orographic settings and morphostructural controls in the Late-Pleistocene palaeoglacial dynamics (Pérez-Alberti, 2021).

The Alto Vez (1100-1250 m of altitude) is a broad highland characterised by geomorphological richness, located within the Serra da Peneda (PNPG) (Pérez-Alberti, 2021).

Advances in remote sensing, GIS, and graphic design software have improved the accuracy and clarity of geomorphological mapping (e.g., QGIS, LiDAR, Adobe Illustrator™) (Höfle and Rutzinger, 2011).

This study integrates field observation and high-resolution LiDAR data to upgrade the geomorphological mapping of the Alto Vez and deliver an updated interpretation of its palaeoglacial heritage, addressing key gaps in spatial resolution and process-based classification of landforms, while contributing to improving the understanding of the palaeoglacial dynamics in low-altitude settings (Coudé-Gaussen, 1981; Pérez-Alberti, 2021).

2. GEOLOGY & CLIMATE

Serra da Peneda is part of the Hesperian Massif (Central Iberian Zone), with a morphology characterised by the existence of granite domes, castle kopjes, and mid-slope peneplain platforms locally referred to as *rechãs* (Moreira and Simões, 1988; Twidale, 1982; Figure 1). The massif exhibits heterogeneous granitic fabrics (fine- to coarse-grained), with inclusions of muscovite and biotite-bearing micaschists. Evidence of regional metamorphism includes extensive NNW–SSE-trending metasedimentary rocks (Moreira and Simões, 1988; Figure 1). Late Hercynian tectonics promoted a dense system of vertical to subvertical fractures with two main intersecting systems: WNW–ESE/ENE–WSW and NNE–SSW/NNW–SSE (Pérez-Alberti, 2021; Figure 1).

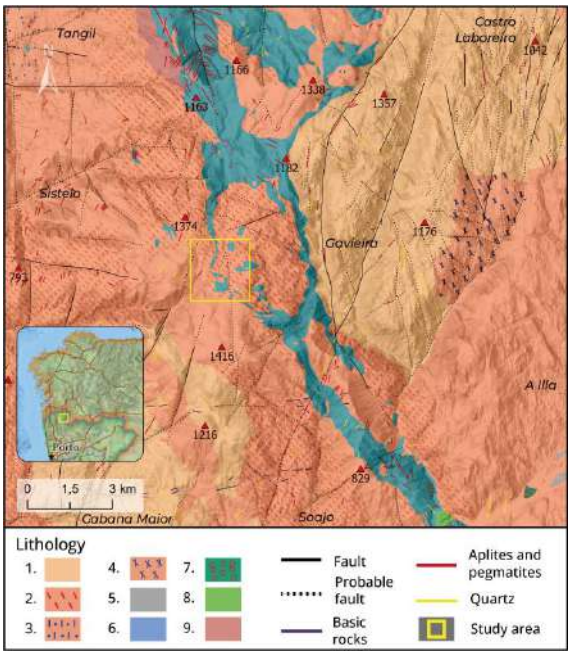


Figure 1. Geological setting of Alto Vez: 1. Fine grain granite; 2. Medium grain granite; 3. Fine to medium grain granite; 4. Biotite medium-grained porphyritic granite; 5. Quaternary deposit; 6. Schist; 7. Lower Ordovician, Cambrian and Precambrian metasediments; 8. Quaternary deposits: Alluvial; 9. Glacial deposits (moraines). Source: LNEG, 2025; IGN, 2025.

Figura 1. Marco geológico de la zona del Alto Vez: Figura 1. Estructura geológica de la meseta del Alto Vez: 1. Granito de grano fino; 2. Granito de grano medio; 3. Granito de grano fino a medio; 4. Granito porfídico de biotita de grano medio; 5. Depósito cuaternario; 6. Esquisto; 7. Depósitos del Ordovícico Inferior, Cámbrico y Precámbrico; 8. Depósitos cuaternarios: Aluviales; 9. Depósitos glaciares (morrenas). Fuente: LNEG, 2025; IGN, 2025.

The study area integrates a range of humid mountains (Csb, Mediterranean high-mountain climate), representative of the Portuguese NW highlands, which receive ≈2200 mm of mean annual precipitation (AEMET, 2011).

The Alto Vez, a sheltered area oriented south–north, is surrounded by western, southern, and eastern topographic constraints (Maranho-1359 m, Pedrinho-1374 m, Outeiro Maior-1390 m, Alto do Costeiro-1261 m, Pedrada-1416 m). The highlands of Alto Vez exhibit a broad area (≈ 3x1,5 km), shallowly enclosed geomorphology with ≈120 m of relative relief.

3. METHODOLOGY & MATERIALS

Our approach combined field surveys, literature review, remote sensing, and map production workflows. Field georeferenced surveys and cartographic datasets were cross-referenced to facilitate multiscale geomorphological interpretation: Geological chart 01-D (Moreira and Simões, 1988), Military charts nos. 3, 4, 8, 9, 16, 17 (IGEOE, 2023), orthorectified imagery (SNIG, 2023, 2018, 2015), and LiDAR-derived high-resolution raster data (cell size: 70 cm; CIM AM, 2018).

We adapted the University of Lausanne legend to classify landforms and their genetic processes (Lambiel *et al.*, 2015).

Field data was acquired using the ESRI® Survey123™ mobile app. Initial mapping was conducted in a GIS environment (ArcGIS Pro™ 3.5), integrating thematic layers with georeferenced field data. GIS layers were exported and refined in Adobe® Illustrator CC 2020™ for final cartographic output.

4. RESULTS

Mapped palaeoglacial landforms

The 1:14000-scale map covers 8.4 km² of glaciated terrain across the Alto Vez. This includes mountain palaeoglacier landforms such as erosional (valleys, cirques, nivation hollows, polished surfaces) and depositional (moraines, erratic blocks, fluvioglacial deposits and alluvial fans). The geomorphological legend colors and patterns were adjusted to classify landforms by genesis.

Geomorphological interpretation

The Alto Vez highland displays erosional, depositional, and relict landforms (Figure 2). During the Upper Pleistocene glaciations, the Alto Vez was an accumulation area with a limited icefield capacity, discharging ice

towards the southwest, north, and east (Figure 2a). Well-preserved moraine ridges with boulder-sized erratics on top are easily observable (Figure 2b, c). Notably, the Lateral Moraine of Ramiscal (LMR) extends 417 m in length between 1191-1088 m a.s.l. (Figure 2d). The Maranho Morainic Compound (MMC) also marks one of the transfluence pathways from the Alto Vez icefield (Figure 2a).

Depositional landforms related to freeze-thaw processes are evident. Granite residual domes often exhibit periglacial blockslopes and blockfields where bedrock is exposed (Figure 2a, d).

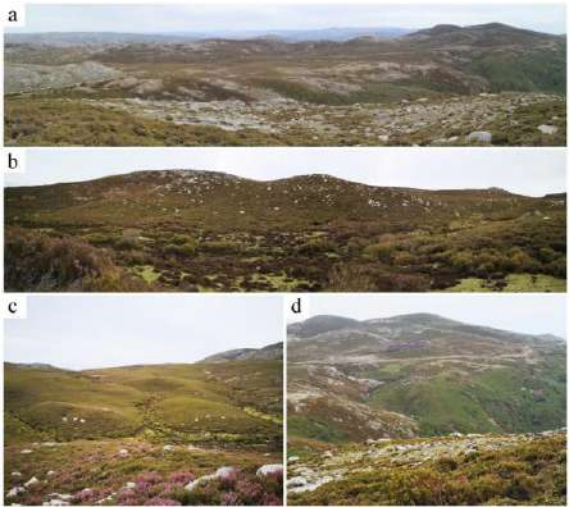


Figure 2. Geomorphological context of the Alto Vez icefield palaeoglacier: a) Generic view of Alto Vez topographic depression; b) Lateral moraine with erratic blocks on the top and peat bog formation at its basis; c) Recessional lateral moraines with fluvial incision reworking the deposit inside the Alto Vez; d) Pedrada peak (1416 m) in the background and the lateral moraines of Ramiscal covered with vegetation.

Figura 2. Contexto geomorfológico del paleoglaciar del campo de gelo del Alto Vez: a) Vista genérica de la depresión topográfica del Alto Vez; b) Morrena lateral con bloques erráticos no topo e formação de turfeiras na base; c) Morrenas laterales recesionales con incisión fluvial que retrabajan el depósito, en el interior del Alto Vez; d) El pico Pedrada (1416 m) al fondo y las morrenas laterales del Ramiscal cubiertas de vegetación.

The formation of high-altitude peat bogs (wetlands) is characteristic of the endorheic-type morphology (Figure 2b). Paraglacial processes have significantly reworked the landscape, with relict landforms undergoing active incision by the modern fluvial network, leading to the partial dismantling of primary glacial deposits (Pérez-Alberti, 2021; Figure 2b, c).

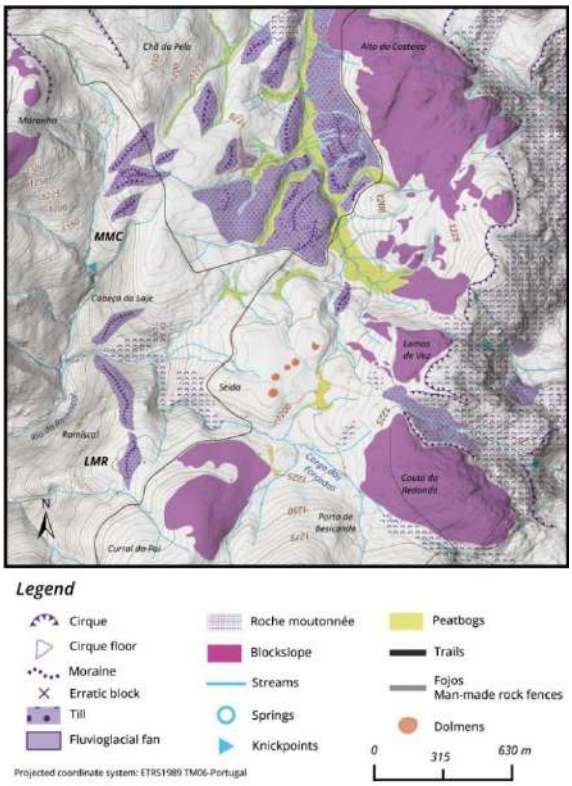


Figure 3. Geomorphological map of Alto Vez palaeoglaciation.

Figura 3. Mapa geomorfológico de la paleoglaciación del Alto Vez.

5. DISCUSSION

The updated geomorphological map highlights new spatial relationships among landforms, based on cross-referenced literature, high-resolution data, and validated field observations. Field surveys validated remote interpretations using photographic, descriptive, and georeferenced data.

Chronological data from nearby glaciated areas provide a comparative framework for interpreting glaciation stages in Alto Vez (Pérez-Alberti and Goméz-Pazo, 2023). The ^{10}Be cosmogenic dating of erratic blocks in Senhora da Guia and the Vez valley-Aveleira yielded ages of 22.9 ka and 16.3 ka, respectively (Pereira *et al.*, 2022). Studies using OSL in the neighbouring massifs of Trevinca and Manzaneda have identified four glacial phases (Pérez-Alberti and Goméz-Pazo, 2023): **Category I** - local Last Glacial Maximum (44 to 27 ka); **Category II** - Recession and stabilization (22 ka to 19 ka); **Category III** - Glacial recession (16 ± 7 ka); **Category IV** - Full deglaciation (16 to 11 ka).

Within this context, we propose a four-stage glaciation model for Alto Vez as a hypothesis for the glacial phases that occurred during the Last Glacial Maximum.

Stage 1 - Alto Vez functioned as a glacial accumulation zone feeding adjacent valleys via ice transfluence;

Stage 2 - Recession of the Vez Valley glacier; cirque-confined glaciation in the eastern sector; active proglacial and fluvioglacial processes;

Stage 3 - Glacial cirques acted as nivation hollows; icefield confined to central depression;

Stage 4 - Full deglaciation; depositional landforms reworked by paraglacial processes (fluvial, gravitational), altering the primary deposits.

Throughout all stages, lithology and the inherited dense fracture network played a key role in controlling the glaciation types and the development of the resulting landforms (Pérez-Alberti, 2021).

6. CONCLUSION

During the Upper Pleistocene, glacial dynamics played a key role in shaping the Serra da Peneda and Alto Vez landscapes. The integration of field surveys, remote sensing, bibliographic reviews, high-resolution spatial data, and LiDAR proved essential for mapping and interpreting geomorphological features (Höfle and Rutzinger, 2011). The distribution and interpretation of the glacial landforms mapped suggests a four-stage palaeoglacial model for Alto Vez, offering a testable framework for future chronological and geomorphological investigations. Future studies should incorporate geochronological data to refine palaeoglacial reconstructions and support geoconservation planning in Peneda-Gerês National Park (Pereira *et al.*, 2022).

ACKNOWLEDGMENTS

This research received support from the Centre of Studies in Geography and Spatial Planning (CEGOT), funded by national funds through the Foundation for Science and Technology (FCT) under the reference UIDB/04084/2025. Jorge Costa was funded by FCT - Fundação para a Ciência e Tecnologia, I.P., as part of project 2021.05304.BD, DOI: https://doi.org/10.54499/2021.05304.BD.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCES

Agencia Estatal de Meteorología Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, A. andInstituto de Meteorologia de Portugal, I. (2011). *Atlas Climático Ibérico: Temperatura do Ar e Precipitação (1971-2000)/Iberian Climate Atlas: Air Temperature and Precipitation* (1971/2000). http://www.ipma.pt/resources.www/docs/publicacoes.site/atlas_clima_iberico.pd%0A

Centro de Informação Geoespacial do Exército (CIGeoE). (2025). *Carta Militar de Portugal*, série M888: 1:25 000 [Data set]. IGEOE https://www.igeoe.pt

Comunidade Intermunicipal do Minho-Lima. (2018). *Dados LiDAR do território do Alto Minho* [Data set]. CIM Alto Minho. https://www.cim-altominho.pt/

Direção-Geral do Território (2025). Pesquisa no catálogo do Registo Nacional de Dados Geográficos (anysnig=orto) [Online database]. Sistema Nacional de Informação Geográfica. Recuperado em 1 de julho de 2025, de https://snig.dgterritorio.gov.pt/rndg/srv/por/catalog.search#/search?anysnig=orto&fast=index

Ferreira, B. and Romani, V. (1992). Formas e depósitos glaciários e periglaciários da Serra do Gerês-Xurés (Portugal ; Galiza). 17, 121–135.

Coudé-Gaussen. (1981). Les Serras da Peneda et du Gerês: Vol. No. 5. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*.

Höfle, B. and Rutzinger, M. (2011). Topographic airborne LiDAR in geomorphology: A technological perspective. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 55 (2), 1–29. https://doi.org/10.1127/0372-8854/2011/0055s2-0043

Lambiel, C., Maillard, B., Kummert, M. and Reynard, E. (2015). Geomorphology of the Hérens valley (Swiss Alps). *Journal of Maps*, 12 (1), 160–172. https://doi.org/10.1080/17445647.2014.999135

Moreira, A. and Simões, M. (1988). Notícia Explicativa Carta Geológica 01-D 1/50 000. In *Serviços Geológicos de Portugal*. https://geoportal.lneg.pt/pt/dados_abertos/cartografia_geologica/cgp50k/01-D

Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J. M., Andrés, N., Cacho, I., Cañedo, D. G., Carrasco, R. M., Celis, A. G., Domínguez-Cuesta, M. J., García-Hernández, C., García-Ruiz, J. M., Gómez-Lende, M., Gómez-Ortiz, A., Gómez-Villar, A., González-Amuchastegui, M. J., González-Díaz, B., González-Gutiérrez, R. B., González-Lemos, S., Hughes, P. D., … Woronko, B. (2021). *Iberia, Land of Glaciers: How The Mountains Were Shaped By Glaciers* (M. Oliva, D. Palacios, & J. M. Fernández-Fernández (eds.); 1st ed.). Candic Janco. https://www.sciencedirect.com/book/9780128219416/iberia-land-of-glaciers

Pereira, P., Binnie, S., Dunai, T., Henriques, R. and Pereira, D. (2022). On the age and extent of the Serra da Peneda glaciation, NW Portugal. *International Congress on Geomorphology*, 1. https://doi.org/10.5194/icg2022-605

Pérez-Alberti, A. (2021). The glaciers of the Peneda, Amarela, and Gerês-Xurés massifs. En: *Iberia, Land of Glaciers: How The Mountains Were Shaped By Glaciers* (vol. 1, Issue Glacial Geomorphology, 397–416). https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00019-0

Pérez-Alberti, A. and Gómez-Pazo, A. (2023). Glaciers Landscapes during the Pleistocene in Trevinca Massif (Northwest Iberian Peninsula). *Land*, 12 (3), 530. https://doi.org/10.3390/land12030530

Twidale, C. R. (1982). *Granite landforms*, 1–388. https://doi.org/10.1007/978-3-319-26947-4_6



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 95-98. ISBN: 978-84-10345-81-2

MORFOLOGÍA Y FASES GLACIARES EN EL SECTOR LEONÉS DEL MACIZO DE PEÑA UBIÑA

Glacial morphology and stages in the Leonese sector of the Peña Ubiña Massif

David Gallinar[1], Jesús Ruiz-Fernández[1], Cristina García-Hernández[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo. gallinardavid@uniovi.es

Abstract: In The Leonese sector of the Peña Ubiña Massif, abundant glacial landforms are preserved, including: glacial cirques, glacial troughs, glacial thresholds, roches moutonnées, striations, grooves and glaciokarst depressions as erosional features; and till, moraine ridges and erratic blocks as accumulation features. These morphologies were produced by up to six glaciers, which had between two and three main glacial stages, according to morphostratigraphic criteria. These stages are attributed to the maximum local glacial advance, a stage of glacial expansion after the maximum advance (with two subphases), and an altitude stage.

Palabras clave: Macizo de Peña Ubiña, Montañas Cantábricas, formas glaciares, fases glaciares.
Keywords: Peña Ubiña Massif, Cantabrian Mountains, glacial landforms, glacial stages.

1. INTRODUCCIÓN

El estudio del glaciarismo cuaternario es una de las líneas de investigación preferente en las Montañas Cantábricas desde que se llevan realizando trabajos geomorfológicos, a mediados del siglo XIX, hasta la actualidad, lo que ha generado una importante base de conocimiento en este sentido (ejemplos: Rodríguez Rodríguez *et al*., 2015; Jiménez *et al*., 2022; Pellitero, 2022; Redondo Vega *et al*., 2022; Ruiz Fernández *et al*., 2022a, 2022b; Santos González *et al*., 2022; Serrano *et al*., 2022a, 2022b; Santos González, 2023; González Gutiérrez, 2024). No obstante, y a pesar de los continuos avances, aún quedan lagunas en el conocimiento sobre el glaciarismo cuaternario de las Montañas Cantábricas, especialmente en lo concerniente a áreas no estudiadas específicamente, o que lo han sido en escasa medida. En este sentido, para contribuir a paliar dichos vacíos, el presente trabajo se centra en el estudio de la morfología glaciar y las fases glaciares identificables en la vertiente leonesa del Macizo de Peña Ubiña. Los principales avances en el conocimiento sobre el glaciarismo del Macizo de Peña Ubiña se remontan al estudio de Castañón (1983), que realizó el trabajo más completo hasta esa fecha y el único centrado en estas montañas, proponiendo diversos frentes glaciares e identificando algunas de las formas de modelado glaciar más significativas. Más adelante, García de Celis y Martínez Fernández (2002) contribuyeron a mejorar el conocimiento sobre el glaciarismo en la vertiente leonesa de Peña Ubiña, al identificar varios frentes glaciares por debajo de lo señalado en trabajos precedentes. Otros estudios hicieron hincapié en el glaciarismo acontecido en el sector asturiano del Macizo de Peña Ubiña (Gallinar *et al*., 2014). Por ello, en el presente trabajo se pretende contribuir y seguir profundizando en la mejora del conocimiento geomorfológico de este macizo, y específicamente 1) identificar y localizar las formas de modelado glaciares, tanto erosivas como de acumulación, del sector leonés del mismo, 2) proponer la evolución de los glaciares identificados a partir de criterios morfoestratigráficos, y 3) calcular la PaleoELA de los glaciares en cada fase identificada.

Área de estudio

El Macizo de Peña Ubiña está emplazado en el sector central del Macizo Asturiano, donde sobresale por altitud respecto a los conjuntos montañosos y las sierras del entorno, siendo destacables, por su altitud, cimas como El Fontán sur (2417 metros s.n.m.), El Fontán norte (2416 metros s.n.m.), Penubina la Grande (2414 metros s.n.m.) y Pasumalu (2382 metros s.n.m.). Estas montañas están armadas principalmente por potentes estratos de calizas carboníferas que resaltan sobre los valles circundantes, formados mayormente por capas de pizarras y cuarzoareniscas (Truyols *et al*., 1982; Martínez Abad, 2007). Asimismo, el clima en el área de estudio es el propio de la alta montaña oceánica, debido a su proximidad al mar (~60 kilómetros)

con abundantes nieblas debido al efecto foehn y precipitaciones que superan los 2000 mm anuales en las cotas más elevadas, de las cuales en torno al 70 % se producen en forma de nieve (Muñoz Jiménez, 1982). Así pues, el clima propio del Macizo de Peña Ubiña, según la clasificación de Koppen, es Dfsc (Muñoz Jiménez, 1982). Además, según el criterio de Emberger, en los sectores elevados del Macizo Asturiano se superan los 300 días fríos al año (80-85 %), siendo los días con riesgo de heladas más de 200 anuales (50-60 %) (Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015). Estas condiciones ambientales y orográficas han determinado que en Peña Ubiña se hayan desarrollado tres pisos bioclimáticos (montano, subalpino y alpino) que conforman cinturones de vegetación bien definidos pero modificados por la acción del ser humano (Rivas Martínez *et al*., 1971, Rivas Martínez, 1987); ubicándose en el piso más bajo de los tres citados bosques de frondosas planocaducifolias como los hayedos (*Fagus sylvatica*), los cuales desaparecen con el ascenso de la altitud en favor de los pastizales, siendo finalmente algunas especies como las saxífragas, las que proliferan en las áreas de mayor altitud.

2. METODOLOGÍA

Este estudio se ha realizado a partir de trabajo de campo, que ha consistido en el reconocimiento directo de las geoformas existentes, centrándose específicamente en las de génesis glaciar. Dicho trabajo se complementó con el análisis de imágenes aéreas del PNOA. Por otra parte, las paleoELAs se han calculado aplicando el método THAR, el cual asume que la paleoELA se sitúa a una proporción fija de la distancia vertical que separa el punto más alto y el más bajo de un glaciar; aplicándose diversas ratios, si bien las más habituales están comprendidas entre 0,4 y 0,6 (Benn *et al*., 2005). El citado método ha sido aplicado en obras de síntesis sobre el glaciarismo de la Península Ibérica (Oliva *et al*., 2022), de ahí que se eligiera este método para facilitar la comparación de Peña Ubiña con otros conjuntos montañosos próximos que estuvieron glaciados.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Formas glaciares

Las formas de modelado glaciar de tipo erosivo presentes en el sector leonés del Macizo de Peña Ubiña son circos glaciares, artesas y valles glaciares, umbrales glaciares, rocas aborregadas, estrías, acanaladuras y depresiones glaciokársticas. Por su parte, las formas de acumulación están integradas por acumulaciones de *till* sin forma definida, morrenas y bloques erráticos.

Los circos glaciares, labrados casi exclusivamente en calizas carboníferas, aunque ocasionalmente acompañadas de pizarras y cuarzoareniscas en su fondo, son las morfologías glaciares de mayor tamaño en el sector estudiado, destacando el ubicado entre Los Ḷḷanos d'El Fontán y La Becerrera, de 3600 metros de longitud y 1800 metros de anchura, marcado carácter abierto y orientación nornoroeste-sudsudeste, aunque en su extremo más meridional se cierra, generando una morfología más característica de este tipo de geoformas.

Las artesas y los valles glaciares en el sector leonés del Macizo de Peña Ubiña son menos abundantes que en su vertiente asturiana debido a las condiciones orográficas, mucho más abiertas y verticales. No obstante, se observan especialmente en la cabecera del río Pinos, así como en sectores altos de los Invernales de Cuespasante.

Los umbrales glaciares y las rocas aborregadas son abundantes en los sectores predominantemente calizos, ya que donde abundan las pizarras y las cuarzoareniscas no se conservan, o bien han quedado recubiertos por sedimentos, salvo excepciones puntuales. Destacan, por su cantidad y extensión, las rocas aborregadas ubicadas entre la Pena las Cuevas y la Pena los Fontanales, así como en L'Estrechu.

Las estrías y las acanaladuras son morfologías difíciles de observar debido a la naturaleza litológica del entorno, ya que, sobre calizas, la disolución kárstica ha borrado estas huellas, mientras que en los sustratos pizarroso y cuarzoareniscoso, fácilmente desmantelables, no quedan vestigios o son mínimos. Únicamente se pueden hallar en cortes del terreno recientes, donde aún no ha dado tiempo a que actúe la meteorización, siendo, en cualquier caso, de pequeño tamaño y esculpidas sobre cantos y bloques.

En cuanto a las formas mixtas, como las cubetas glaciokársticas, están distribuidas en sectores como La Veiga Los Pozos, La Veiga'l Robezu y La Veiga Candioḷḷes, todos ellos ámbitos elevados, pero situados por debajo de los circos glaciares. Consisten en grandes depresiones cóncavas, algunas de hasta ~70 hectáreas de superficie, las cuales albergan en su interior otras morfologías de diversa naturaleza, como morrenas glaciares, dolinas postglaciares y derrubios de ladera.

Por su parte, las formas de acumulación, compuestas por cordones morrénicos, *till* sin forma definida y bloques erráticos, están presentes en buena parte del área de estudio, conformando en algunos casos extensos complejos con varios arcos o cordones bien definidos, como en La Becerrera y en Los Foxones, en otros casos con un único cordón morrénico, como en L'Arca, y en forma de morrenas de fondo y *till* removido, como en Penubina la Pequena (2196 metros s.n.m.). Estas formas de modelado han permitido reconstruir las diferentes fases morfogenéticas de los glaciares que se desarrollaron durante la Última Glaciación en el sector leonés del Macizo de Peña Ubiña a partir de sus relaciones morfoestratigráficas.

Evolución glaciar

A partir de las morfologías previamente descritas, se han identificado seis grandes aparatos glaciares que existieron durante la fase de Máxima Extensión del Hielo (MEH) de la Última Glaciación. Hemos denominado dichos glaciares como: Retuertu-Pinos, La Ḷḷomba, Penubina la Pequena, Babia, El Ronzón, El Robezu.

1) Fase de Máxima Expansión del Hielo

Durante la MEH, los seis glaciares desarrollados en el sector leonés del Macizo de Peña Ubiña situaron sus frentes entre 1270 y 1540 metros s.n.m., con una paleoELA media de 1659 metros s.n.m., una extensión total de 2148 hectáreas y longitudes que oscilaban entre los 7,5 kilómetros del glaciar de Retuertu-Pinos y los 1,6 kilómetros del glaciar de La Ḷḷomba, si bien, este último glaciar pudo haber sido tributario del glaciar de Retuertu-Pinos durante la MEH, lo que explicaría que su frente se sitúe significativamente por encima del resto de glaciares, y que, por tanto, este frente pertenezca a la Fase Interna I. Asimismo, por anchura, destaca el glaciar de Babia, con 3,8 kilómetros de ancho por 3,5 kilómetros de longitud, lo cual se debe al tamaño de su circo, el de mayor dimensión del área de estudio, y a las pronunciadas pendientes, que hacen perder altitud rápidamente.

2) Fase Interna I y II

La Fase Interna, integrada por complejos morrénicos nítidamente separados de los anteriores, se divide a su vez en dos subfases, ambas muy pulsadoras. La más extensa y antigua (I) aún contaba con los seis glaciares anteriormente descritos, aunque sus frentes habían retrocedido, situándose entre 1390 y 1640 metros s.n.m., con una paleoELA media a 1746 metros s.n.m., una extensión total de 1870 hectáreas y longitudes que oscilaban entre 1 y 5 kilómetros. La Fase Interna II presenta ya un retroceso significativo, y los cinco glaciares que aún existían tenían entre 0.5 y 3,5 kilómetros de longitud y 931 hectáreas totales, ascendiendo la paleoELA hasta los 1931 metros s.n.m.

3) Fase de Altitud

En los sectores con los circos glaciares de mayor altitud se desarrolló una tercera fase glaciar, la cual, por correlación con otros conjuntos cantábricos, se ha asociado a la horquilla temporal existente entre el Dryas Antiguo y el Dryas Reciente (Rodríguez Rodríguez *et al*., 2015, 2016, 2017; Ruiz Fernández *et al*., 2022a, 2022b; Santos González *et al*., 2022a). De esta fase únicamente se cuenta con evidencias de dos glaciares de corto recorrido en los sectores de La Becerrera y Los Ḷḷanos d'El Fontán, que respectivamente medían 560 y 600 metros de longitud, con una extensión en conjunto de 59 hectáreas. Ambos fueron glaciares muy pulsadores, observándose varias morrenas empotradas entre sí, con sus frentes entre 1790 y 1830 metros s.n.m. y con una paleoELA media situada a 2053 metros s.n.m. Cabe mencionar que en el sector asturiano del macizo se desarrolló una segunda subfase de altitud (Gallinar *et al*., 2014), de la cual no se han encontrado evidencias sólidas que indiquen su existencia en el sector leonés.

4. CONCLUSIONES

Durante la MEH de la Última Glaciación se desarrollaron seis glaciares en el sector leonés del Macizo de Peña Ubiña a tenor de los restos morrénicos identificados. Dichos glaciares ocuparon buena parte del territorio estudiado, con longitudes de hasta 7,5 kilómetros, una extensión total de 2148 hectáreas, y la paleoELA media situada a 1659 metros s.n.m. Las siguientes fases muestran extensiones progresivamente menores (Fase Interna I y II, 1870 y 931 hectáreas respectivamente; y Fase de Altitud, 59 hectáreas) y paleoELAs a cotas más elevadas, concretamente de entre 1746 y 1931 metros s.n.m. para la Fase Interna I y II y de 2053 metros s.n.m. para la Fase de Altitud.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas tratados en el proyecto de investigación PID2020-115269GB-I00

(MICIU, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Benn, D.I., Owen, L.A., Osmaston, H.A., Seltzer, G.O., Porter, S.C. y Mark, B. (2005). Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138-139, 8-21. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.02.003

Gallinar, D., Ruiz Fernández, J., Poblete, M.Á., Fernández, A., García Hernández, C., Beato, S. y Marino, J.L. (2014A). Morfología y evolución glaciar en el sector asturiano del Macizo de las Ubiñas. En: S. Schnabel, A. Gómez Gutiérrez (Eds.), *Avances de la geomorfología en España 2012-2014*. XIII Reunión Nacional de Geomorfología, Sociedad Española de Geomorfología (SEG). Cáceres. 543-546.

García de Celis, A.J. y Martínez Fernández, L. (2002). Morfología glaciar de las montañas de la cuenca alta de los ríos Sil, Omaña, Luna y Bernesga: revisión y nuevos datos (Montaña Occidental de León). En: J. Redondo Vega, R.B. González Gutiérrez, P. Carrera (Eds.), *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas*. Universidad de León. León/Llión. 137-196.

Jiménez, M., Rodríguez Rodríguez, L., González Lemos, S. y Domínguez Cuesta, M.ªJ. (2022). The glaciers in the Redes Natural Park. En: M. Oliva, D. Palacios, J.M.ª Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers*. Elsevier, Ámsterdam, Oxford, Cambridge. 221-235. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00011-6

Martínez Abad, Í. (2007). *Geología del área situada entre Peña Ubiña y el puerto de La Cubilla (Zona Central de la Cordillera Cantábrica)*. Tesis de Máster. Universidad de Oviedo. Oviedo/Uviéu. 58 pp.

Muñoz Jiménez, J. (1982). Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas. En: F. Quirós (Ed.), *Geografía de Asturias*. Tomo 1. Ayalga Ediciones. Salinas. 271 pp.

Oliva, M., Palacios, D. y Fernández Fernández, J.M. (2022). *Iberia, Land of Glaciers*. Elsevier, 1ª edición. Ámsterdam.

Ortega Villazán, M.ªT. y 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/INGEO2015.63.04

Pellitero, R. (2022). The glaciers of the Montaña Palentina. En: M. Oliva, D. Palacios, J.M.ª Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers*. Elsevier, Ámsterdam, Oxford, Cambridge. 179-199. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00009-8

Redondo Vega, J.M.ª, Santos González, J., González Gutiérrez, R.B. y Gómez Villar, A. (2022). The glaciers of the Montes de León. En: M. Oliva, D. Palacios, J.M.ª Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers*. Elsevier, Ámsterdam, Oxford, Cambridge. 315-333. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00015-3

Rivas Martínez, S., Izco, J. y Costa, M. (1971). Sobre la flora y vegetación del Macizo de Peña Ubiña. *Trabajos del Departamento de Botánica y Fisiología Vegetal, 3*, 47-123.

Rivas Martínez, S. (1987). *Memoria del Mapa de Series de Vegetación de España*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, ICONA. Madrid. 268 pp.

Rodríguez Rodríguez, L., Jiménez, M., Domínguez Cuesta, M.ªJ. y Aranburu, A. (2015). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43-42ºN/7-2ºW). *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., y Bourlès, D. (2016). Chronology of glaciations in the Cantabrian Mountains (NW Iberia) during the Last Glacial Cycle based on in situ-produced 10Be. *Quaternary Science Reviews*, 138, 31-48. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.027

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M. J., Rinterknecht, V., y Pallàs, R. (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

Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. y Gallinar, D. (2022a). The glaciers of the Picos de Europa. En: M. Oliva, D. Palacios, J.M.ª Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers*. Elsevier, Ámsterdam, Oxford, Cambridge. 237-263. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00012-8

Ruiz Fernández, J., González Díaz, B., Gallinar, D. y García Hernández, C. (2022b). The glaciers of the Central-Western Asturian Mountains. En: M. Oliva, D. Palacios, J.M.ª Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers*. Elsevier, Ámsterdam, Oxford, Cambridge. 265-288. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00013-X

Santos González, J. (2023). Los límites de la glaciación en el extremo oriental de la Cordillera Cantábrica: Montes del Somo (Burgos-Cantabria, N de España). Cuaternario y Geomorfología, 37(1-2), 113-137. https://doi.org/10.17735/cyg.v37i1-2.96902

Santos González, J., Redondo Vega, J.M.ª, García de Celis, A., González Gutiérrez, R.B. y Gómez Villar, A. (2022). The glaciers of the Leonese Cantabrian Mountains. En: M. Oliva, D. Palacios, J.M.ª Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers*. Elsevier, Ámsterdam, Oxford, Cambridge. 289-314. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00014-1

Serrano, E., Gómez Lende, M. y González Amuchastegui, M.ª.J. (2022b). The glaciers of the eastern massifs of Cantabria, the Burgos Mountains and the Basque Country. En: M. Oliva, D. Palacios, J.M.ª Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers*. Elsevier, Ámsterdam, Oxford, Cambridge. 157-178. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00008-6

Serrano, E., Gómez Lende, M. y Pisabarro, A. (2022b). The glaciers of the western massifs of Cantabria. En: M. Oliva, D. Palacios, J.M.ª Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers*. Elsevier, Ámsterdam, Oxford, Cambridge. 201-219. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00010-4

Truyols, J., Arbizu, M., García Alcalde, J.L., García López, S., Martínez Chacón, M.L., Méndez Bedia, I., Méndez Fernández, C., Menéndez, J.R., Sánchez de Posada, L.C., Soto, F., Truyols Massoni, M., Villa, E., Marcos, A., Pérez Estaún, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Aller, J., Lorenzo, P. y Rodríguez Fernández, L.R. (1982). *Memoria del Mapa Geológico de España (1:50.000), hoja 77 (La Plaza, Teverga)*. Segunda serie. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 64 pp. (y mapa desplegable).



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 99-102. ISBN: 978-84-10345-81-2

MONITORIZACIÓN DE PROCESOS SOLIFLUIDALES EN EL MACIZO DE PEÑA UBIÑA

Monitoring of solifluction processes in the Peña Ubiña Massif

David Gallinar[1], Jesús Ruiz Fernández[1], Cristina García Hernández[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo. gallinardavid@uniovi.es

Abstract: Twelve solifluction lobes and ploughing blocks are studied in the Peña Ubiña Massif (Cantabrian Mountains). These landforms were monitored at three stations located at 2351-2348, 2050-2029 and 1834-1830 m a.s.l. These features generated average horizontal movements on their flanks of 0.3 to 12.7 mm/year, with an average value of 3.2 mm/year for all of them over the six years of monitoring (October 2015 to October 2021). The minimum movement values were 1 mm/year and the maximum 50 mm/year. Most of the displacements were downslope, but reverse displacements were also detected on some of the flanks (i.e., upward), demonstrating the rotation of several features. In some cases, the displacements also generated associated subsidence or uplift.

Palabras clave: Macizo del Peña Ubiña, solifluxión, lóbulos de solifluxión, bloques aradores.
Keywords: Peña Ubiña Massif, solifluction, solifluction lobes, ploughing blocks.

1. INTRODUCCIÓN

La solifluxión, en sus distintas variantes, se define como el movimiento lento a favor de la gravedad de las formaciones superficiales situadas en áreas inclinadas, siendo esencial, igualmente, la existencia de agua y/o de hielo en ellas (Matsuoka, 2001; French, 2007). Como consecuencia, se generan morfologías como terracillas, lóbulos y, si también hay partículas de tamaño bloque, se pueden formar bloques aradores. Todas estas geoformas se caracterizan por sus morfologías escalonadas y lobuladas. La monitorización de la solifluxión es común tanto a escala internacional, como en la Península Ibérica (Creus y García Ruiz, 1977; Harris, 1981; Veit, 1993; García de Celis *et al*., 2006; Oliva *et al*., 2009; Serrano *et al*., 2010; Oliva y Gómez Ortiz, 2011; Johnsson *et al*., 2012; Sanjosé *et al*., 2016). En este sentido, el presente estudio pretende seguir con dicha línea de trabajo, al monitorizar el desplazamiento de lóbulos de solifluxión y bloques aradores en el Macizo de Peña Ubiña. Ubicado en la parte central del Macizo Asturiano, Peña Ubiña destaca por poseer las mayores altitudes del sector centro-occidental de dicho conjunto montañoso. Cabe citar cumbres como El Fontán sur (2417 metros s.n.m.), El Fontán norte (2416 metros s.n.m.) y Penubina la Grande (2414 metros s.n.m.). Dentro de este espacio, el presente trabajo se ha desarrollado en el circo glaciar de Cuapalacio y también en su cima (ladera de El Fontán), al ser el área de mayor desarrollo altitudinal del macizo y presentar ejemplos claros y abundantes de solifluxión.

2. METODOLOGÍA

Para la monitorización de la solifluxión se establecieron tres estaciones de muestreo entre octubre de 2015 y octubre de 2021: 1) «El Fontán» (2351-2348 metros s.n.m.), que cuenta con tres lóbulos de solifluxión monitorizados y una pendiente media de 23º; 2) «La Forqueta d'El Portiḷḷín» (2050-2029 metros s.n.m.), donde se monitorizó un lóbulo de solifluxión y cuatro bloques aradores en una ladera cuya pendiente media ronda 30º; y 3) «Cuapalacio» (1830-1834 metros s.n.m.), con cuatro lóbulos de solifluxión monitorizados y una pendiente en torno a 28º (Tabla 1). Dicha monitorización consistió en la incorporación de estacas de madera de 50 cm de longitud en posición horizontal en los laterales de los lóbulos y bloques aradores, clavando por cada una de ellas otra estaca en posición vertical en el suelo y fuera de la respectiva geoforma, de tal manera que ambas estacas quedasen perfectamente alineadas. Este método, usado con éxito en estudios previos (Oliva *et al*., 2009), permite determinar si los lóbulos se mueven o no y cuánto, ya que las estacas verticales no se desplazarían, o lo harían más despacio que las clavadas horizontalmente en los lóbulos y bloques aradores, pudiendo así medirse la diferencia entre ambas. No obstante, este método solo permite cuantificar el movimiento de los lóbulos respecto al resto de la ladera en lapsos

temporales concretos (normalmente períodos anuales), sin tener en cuenta las condiciones de humedad, pendiente o ciclos de hielo-deshielo. Por ello, también se monitorizaron dichas estaciones con un sensor de temperatura y humedad por estación.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La estación de El Fontán se caracteriza por su gran altitud y ubicación en una ladera orientada hacia el noroeste, donde las temperaturas son bajas, las heladas intensas y las nevadas frecuentes, además de ser un sector fuertemente venteado. Esto último induce al mismo tiempo a que el agua de fusión se reduzca y a que la saturación de agua del suelo se produzca durante períodos más reducidos o sea menor que en otros ámbitos, lo que se aprecia en los sensores de humedad instalados, si se compara el situado a 2350 metros s.n.m. en El Fontán, con el localizado a 2050 metros s.n.m. en La Forqueta d'El Portilļín. Los movimientos detectados en los lóbulos oscilan entre 1 y 17 mm/año (Tabla 2). La cifra más alta se alcanzó en la campaña de 2021. Igualmente, el intervalo de octubre de 2020 a octubre de 2021 es en el que se han producido mayores desplazamientos. Entre octubre de 2015 y 2016, así como entre octubre de 2017 y 2018, también se registraron movimientos significativos en los lóbulos. Algunos de ellos rotaron (especialmente el lóbulo Fontán 1, y levemente el lóbulo Fontán 3), experimentando movimientos positivos en uno de sus flancos, y negativos en el otro (es decir, uno de los flancos descendió, pero el otro ascendió como consecuencia del proceso de rotación). Durante los seis años estudiados, el desplazamiento total de los flancos de los lóbulos osciló entre -17 y +27 mm. El desplazamiento máximo fue de 4,5 mm/año, mientras que el mínimo ascendió a 0,5 mm/año.

La ladera de la estación intermedia (La Forqueta d'El Portilļín), tiene orientación noroeste. El suelo está más desarrollado que en el caso previo, gracias a la presencia de partículas arcillosas procedentes de la desagregación de las pizarras y las calizas *griotte*. En este caso los movimientos oscilaron entre 1 y 50 mm/año (Tabla 2), siendo igualmente el período entre octubre de 2020 y octubre 2021 el de mayor actividad solifluidal, seguido del intervalo entre octubre de 2017 y de 2018 en parte de las estaciones (esencialmente Forqueta 2 y 3). Los desplazamientos totales en los flancos fluctuaron entre -60 y +76 mm (medias de 0,3 a 12,7 mm/año).

La estación de Cuapalacio es la emplazada a menor altitud de las estudiadas. Esta ladera está orientada hacia el noroeste y es diferente a las otras estaciones muestreadas, pues se trata de un gran lóbulo de solifluxión de 170 metros de longitud y una superficie de 0,78 hectáreas sobre el cual se desarrollan, a su vez, pequeños lóbulos de solifluxión, cuatro de los cuales se han monitorizado. Otro rasgo distintivo de esta ladera es la constante saturación de agua debida a la presencia de pequeñas, pero abundantes, surgencias que irrigan la formación superficial estudiada, las cuales provocan suelos húmedos en verano y generan capas de hielo en invierno. Estos factores provocan que, a pesar de ser la estación de menor altitud, en años como 2016 y 2017 (hay registros de 2016 y de 2017, y parcialmente de 2018 y de 2019), las tasas de movimiento sean más altas que en las monitorizadas a mayor altitud. Los movimientos en los flancos de los cuatro lóbulos oscilaron entre 1 y 45 mm/año. Incluso, algunos lóbulos monitorizados se perdieron, o se han roto las estacas debido a la presión ejercida por el movimiento de la ladera contra ellas. Así pues, la serie de datos de Cuapalacio está incompleta, por lo que en este caso no se han podido calcular tasas medias de desplazamiento (Tabla 2).

A partir de datos recogidos en el campo se han podido detectar tasas medias de desplazamiento horizontal de los flancos de entre 0,3 y 12,7 mm/año, con una media para todas ellas durante los seis años de seguimiento de 3,2 mm/año. No obstante, este dato esconde comportamientos desiguales entre unas y otras relacionados con la influencia de factores como la presencia de hielo y su fusión, la duración y el espesor del manto nival y la consiguiente variabilidad en el aporte de agua en el suelo derivada de su fusión, así como la cubierta vegetal (Veit, 1993; Oliva y Gómez Ortiz, 2011), la pendiente y las características de la formación superficial (especialmente la textura; Harris, 1981) sobre la que se forman estas formas de modelado, que a su vez dependen del tipo de sustrato rocoso y de los procesos de meteorización imperantes. Así pues, su movimiento es consecuencia del exceso de agua en dichas geoformas, asociada a la fusión del hielo y/o de la nieve, lo que eleva la presión hidrostática y, consecuentemente, se reduce la resistencia al movimiento en lóbulos y bloques aradores (Serrano *et al*., 2010).

Respecto al primer factor citado, los datos de los termorregistradores instalados en un lóbulo de solifluxión de cada una de las tres estaciones de muestreo señalan la existencia de un número significativo de días con temperaturas por debajo

de 0 ºC, salvo en la estación de Cuapalacio (1830 metros s.n.m.), y en cambio, de escasos días de hielo-deshielo al año. En Cuapalacio, el impacto de los días de hielo-deshielo es exiguo a -10 cm (cuatro días entre octubre de 2015 y de 2016), e inexistente a -50 cm, mientras que los días con temperaturas inferiores a 0 ºC fueron solamente dos, según muestran los datos obtenidos en la misma horquilla temporal. Por su parte, en La Forqueta d'El Portiḷḷín (2050 metros s.n.m.) entre noviembre de 2015 y agosto de 2018 se registraron a -10 cm un total de 136 días con temperaturas por debajo de 0 ºC, así como 20 días de hielo-deshielo. Finalmente, en El Fontán (2350 metros s.n.m.) también hay escasos días de hielo-deshielo (28 entre noviembre de 2015 y agosto de 2018), estando muy vinculados a desequilibrios en el manto nival durante su período de permanencia. En esta última estación hubo 123 días con temperaturas inferiores a 0 ºC en el mismo período temporal. A -10 cm los días que registraron temperaturas menores a -2 ºC son muy pocos en todos los casos (cero en Cuapalacio, 12 en La Forqueta d'El Portiḷḷín y dos en El Fontán).

Por tanto, los datos térmicos evidencian la existencia de hielo en el suelo durante un número variable de días al año, así como de algunos días en los que se da una alternancia de la congelación y la fusión a nivel del suelo, procesos que, en cualquier caso, tienen incidencia en la solifluxión.

Tabla 1. Características y localización de las solifluxiones y bloques aradores muestreados. Fuente: elaboración propia.
Table 1. Characteristics and location of the sampled solifluctions and ploughing blocks. Source: own work.

Tipo	Estación	Coordenadas	Altitud (m s.n.m.)	Pendiente (º)	Orientación
Lóbulo	Fontán 1	43º 03' 49" N. – 5º 96' 21" O.	2351	23	Noroeste
Lóbulo	Fontán 2	43º 03' 49" N. – 5º 96' 22" O.	2350	22	Noroeste
Lóbulo	Fontán 3	43º 03' 48" N. – 5º 96' 22" O.	2348	23	Noroeste
Lóbulo	Forqueta 1	43º 03' 07" N. – 5º 95' 16" O.	2050	32	Noroeste
Bloque arador	Forqueta 2	43º 03' 07" N. – 5º 95' 14" O.	2046	31	Noroeste
Bloque arador	Forqueta 3	43º 03' 08" N. – 5º 95' 15" O.	2038	30	Noroeste
Bloque arador	Forqueta 4	43º 03' 09" N. – 5º 95' 16" O.	2036	30	Noroeste
Bloque arador	Forqueta 5	43º 03' 10" N. – 5º 95' 16" O.	2029	29	Noroeste
Lóbulo	Cuapalacio 1	43º 03' 73" N. – 5º 94' 04" O.	1830	28	Noroeste
Lóbulo	Cuapalacio 2	43º 03' 73" N. – 5º 94' 03" O.	1830	27	Noroeste
Lóbulo	Cuapalacio 3	43º 03' 73" N. – 5º 94' 04" O.	1832	27	Noroeste
Lóbulo	Cuapalacio 4	43º 03' 74" N. – 5º 94' 04" O.	1834	26	Noroeste

Tabla 2. Desplazamiento en mm de los lóbulos de solifluxión y los bloques aradores monitorizados. Fuente: elaboración propia.
Table 2. Displacement in mm of the monitored solifluction lobes and ploughing blocks. Source: own work.

Año	2016		2017		2018		2019		2020		2021		Total	
Lóbulo/Bloque	Iz.	Der.	Iz.	Der.	Iz.	Der.	Iz.	Der.	Iz.	Der.	Iz.	Der.	Iz.	Der.
Fontán 1	+5	+7	0	0	+2	+2	+5	-2	+4	-7	+11	-17	**+27**	**-17**
Fontán 2	0	+2	+1	0	+2	+2	0	0	+1	0	+4	+1	**+8**	**+5**
Fontán 3	+6	+7	+1	-1	+5	-3	+1	-1	+1	-2	+5	-3	**+19**	**-3**
Forqueta 1	0	+1	0	0	0	0	+2	0	+2	-1	+14	-2	**+18**	**-2**
Forqueta 2	0	+3	+1	0	+4	+3	+1	-6	0	-10	+4	-50	**+10**	**-60**
Forqueta 3	-1	0	-3	+1	-10	+4	0	+1	0	+1	-2	+3	**-16**	**+10**
Forqueta 4	0	0	0	0	0	+1	+2	0	+4	0	+12	+2	**+18**	**+3**
Forqueta 5	0	+1	+1	+4	+5	+22	+1	+4	0	+5	+5	+40	**+12**	**+76**
Cuapalacio 1	+9	+5	0	0	+1	+3	+1	+2	-	-	-	-	-	-
Cuapalacio 2	+3	+45	+5	+7	+12	Roto	-	Roto	-	Roto	-	Roto	-	-
Cuapalacio 3	+15	+5	+8	+4	Des.	Des.	Des.	Des.	Des.	Des.	Des.	Des.	-	-
Cuapalacio 4	-1	-8	+3	-6	Des.	-3	Des.	Des.	Des.	Des.	Des.	Des.	-	-

Por otro lado, durante el período de estudio la cubierta nival duró 6-8 meses a 2350 metros s.n.m. en El Fontán, mientras que en el circo de Cuapalacio la nieve permaneció durante 5-6 meses a 2050 metros s.n.m., y 2-3 meses a 1830 metros s.n.m. (en este último caso los datos abarcan de octubre de 2015 a octubre de 2016). En relación a la humedad, los sensores detectaron, invariablemente, un ambiente muy húmedo o saturado de agua durante la mayor parte del tiempo, produciéndose un aumento de la humedad durante el otoño (meses de octubre y noviembre) que se mantiene en el invierno y la primavera. Sin embargo, se ha constatado la existencia de diferencias significativas en el contenido de humedad entre las estaciones de El Fontán (2350 metros s.n.m.) y La Forqueta d'El Portiḷḷín (2050 metros s.n.m.), con más humedad en el segundo caso, que a su vez es donde se alcanzan las tasas de desplazamiento más altas de toda la serie (bloques aradores Forqueta 2 y Forqueta 5). El estudio de Oliva y Gómez Ortiz (2011) argumenta que en Sierra Nevada la disponibilidad de agua parece ser un factor clave más importante incluso que la presencia de hielo en las formaciones superficiales.

Las pendientes medias, analizadas previamente, son inferiores en El Fontán (unos 23º) que en la estación de Cuapalacio (en torno a 28º) y en la de La Forqueta d'El Portiḷḷín» (unos 30º). El sustrato también ha sido un factor clave, produciéndose un movimiento solifluidal mayor en las formaciones superficiales generadas a partir de la meteorización de las pizarras y

areniscas de la Formación Naranco, así como de la arcilla procedente de los afloramientos de caliza *griotte* (La Forqueta d'El Portiḷḷín).

A su vez, se ha podido comprobar que algunas de las morfologías estudiadas están experimentando procesos de hundimiento y, puntualmente, también se han constatado levantamientos verticales en sus flancos. Un factor que puede añadir incertidumbre a la medición de los movimientos verticales detectados es la posible acción de empuje del hielo del suelo en las estacas clavadas verticalmente, cuestión que ya ha sido citada por otros autores (García de Celis *et al*., 2006). Por ello se ha evitado clavar estacas en el frente de los lóbulos y bloques aradores muestreados, y únicamente se han puesto en sus laterales, ya que el movimiento de éstos frecuentemente inclina y empuja las estacas situadas en el frente hacia afuera, siendo muy difícil determinar con precisión el desplazamiento real de la geoforma. Otros ámbitos territoriales peninsulares en los que se ha confirmado la existencia de solifluxión activa son la Laguna Helada en Urbión (García de Celis *et al*., 2006), donde se usaron varillas metálicas clavadas en el suelo para testar su funcionalidad, el Pirineo Central (Creus y García Ruiz, 1977), con valores de desplazamiento próximos a 40 mm/año, y Sierra Nevada (Oliva *et al*., 2009; Oliva y Gómez Ortiz, 2011), con valores entre 2 y 6,7 mm/año. En los Puertos de Áliva (Picos de Europa), Serrano *et al*. (2010) señalan la existencia de movimientos reducidos en lóbulos de finos y bloques aradores durante 2008-2010 en un rango altitudinal menor que el de este estudio (1300-1800 metros s.n.m.). Según dichos autores los desplazamientos registrados no son significativos, al ser inferiores al rango de precisión del DGPS usado (2 cm). En el Alto Sil, Santos González (2010) argumenta que posiblemente los lóbulos de solifluxión sean formas subactuales con una dinámica reciente intermitente.

4. CONCLUSIONES

En el Macizo de Peña Ubiña se han monitorizado 12 lóbulos de solifluxión y bloques aradores entre 2015 y 2021, que han aportado tasas medias de desplazamiento horizontal en sus flancos de entre 0,3 y 12,7 mm/año, con valores mínimos de movimiento de 1 mm/año y máximos de 50 mm/año. La mayoría de los desplazamientos fueron de sentido positivo (pendiente abajo), pero también se detectaron desplazamientos de sentido inverso en algunos de los flancos de las geoformas analizadas (es decir, hacia arriba), evidenciando la rotación de varias de ellas. Por tanto, consideramos que las geoformas solifluidales monitorizadas son activas, aunque cuentan con tasas de desplazamiento desemejantes y, en cualquier caso, reducidas a moderadas. No obstante, no se debe obviar la incertidumbre inherente al método usado (estacas clavadas) en comparación con técnicas con márgenes de error menores (DGPS).

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación del proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Univ. de Oviedo; ref. GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Creus, J. y García Ruiz, J.M. (1977). Observaciones sobre solifluxión en el Alto valle del río Gállego. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 6, 57-64.

French H. (2007). *The Periglacial Environment*. 3rd edition. Wiley, Chichester, UK.

García de Celis, A.J., Arroyo Pérez, P. y Gandía Fernández, A. (2006). Los bloques aradores de la "Laguna Helada" (Urbión): Un ejemplo singular de solifluxión activa en la Cordillera Ibérica. *Polígonos*, 16, 119-132.

Harris, C. (1981). *Periglacial mass-wasting: a review of research*. BGRG Research Monograph, 4, 204 p.

Johnsson, A., Reiss, D., Hauber, E., Zanetti, M., Hiesinger, H., Johansson, L. y Olvmo, M. (2012). Periglacial mass-wasting landforms on Mars suggestive of transient liquid water in the recent past: Insights from solifluction lobes on Svalbard. *Icarus*, 218, 489-505.

Matsuoka, N. (2001). Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*, 55 (1-2), 107-134.

Oliva, M. y Gómez Ortiz, A. (2011). Factores que condicionan los procesos periglaciares de vertiente actuales en Sierra Nevada. El caso de la solifluxión. *Nimbus: Revista de climatología, meteorología y paisaje*, 27-28, 137-158.

Oliva, M., Schulte, L. y Gómez Ortiz, A. (2009). Morphometry and late Holocene activity of solifluction landforms in the Sierra Nevada, Southern Spain. *Permafrost and Periglacial Processes, 20*(4), 369-382.

Sanjosé, J.J., Serrano, E. y Gómez Lende, M. (2016). Análisis geomático de bloques aradores y lóbulos en los puertos de Aliva (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica). *Polígonos. Revista de Geografía*, 28, 123-138.

Serrano, E., Sanjosé Blasco, J.J., González Trueba, J.J., Del Río, M., Ruiz Flaño, P., Atkinson Gordo, A., Martín Moreno, R., Rico Lozano, I. y Fernández, A. (2010). Análisis y control de indicadores geomorfológicos en el Parque Nacional Picos de Europa. En: L. Ramírez, A. Benigno (eds.), *Proyectos de investigación en parques nacionales: 2007-2010*. OAPN, Madrid. 7-32.

Veit, H. (1993). Holocene solifluction in the Austrian and southern Tyrolean Alps: dating and climatic implications. En: B. Frenzel, J.A Matthews, B. Gläser (eds.), *Solifluction and Climatic Variation in the Holocene*. *Paläoklimaforschung*, 11, 23-32.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 103-106. ISBN: 978-84-10345-81-2

LOS TALUDES Y CONOS DE DERRUBIOS DEL MACIZO DE PEÑA UBIÑA: EL CASO DEL CIRCO GLACIAR DE CUAPALACIO

Talus cones of Peña Ubiña Massif: the case of Cuapalacio glacial cirque

David Gallinar[1], Jesús Ruiz-Fernández[1], Cristina García-Hernández[1], Benjamín González-Díaz[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, gallinardavid@uniovi.es

Abstract: Peña Ubiña (2417 m asl), is one of the highest and most extensive massifs in the Cantabrian Mountains. Its altitudinal range allows the development of active periglacial features, with two well-defined belts (nivoperiglacial and cryonival). This, together with its abrupt relief, generates abundant talus cones in which several rapid and slow slope movements and associated landforms are frequent: debris flows, avalanche channels, avalanche cones, rockfalls and landslides, caused mainly by gravity, freeze-thaw cycles as well as the annual evolution of the snow cover. Within this massif, this contribution focuses on the analysis of the talus cones of the Cuapalacio glacial cirque.

Palabras clave: Macizo de Peña Ubiña, taludes y conos de derrubios, flujos de derrubios, ciclos de hielo-deshielo, cubierta nival.
Keywords: Peña Ubiña Massif, talus cones, debris flows, freeze-thaw cycles, snow cover.

1. INTRODUCCIÓN

Los taludes y los conos de derrubios (conocidos localmente como *lleras*, *lleres* o *ḷḷeiras*) existentes en la alta montaña cantábrica se forman principalmente a partir de procesos gravitacionales relacionados con la dinámica nival, la existencia de ciclos de hielo-deshielo y la arroyada. En efecto, entre otros procesos se ven favorecidos por el agua de fusión nival y de lluvia, que empapa las formaciones superficiales y es capaz de desencadenar movimientos en masa rápidos, como los flujos de derrubios, muy característicos en estos ambientes (Pellicer y Echeverría, 2004). Los taludes y conos de derrubios han sido estudiados en diversos sectores de las montañas ibéricas, especialmente en los Pirineos (ej. Chueca y Julián, 1995; Serrano, 1995), en Sierra Nevada (ej. Gómez Ortiz *et al*., 2002; Tanarro *et al*., 2012), en el Sistema Central (ej. Andrés y Palacios, 2004), y en las Montañas Cantábricas, siendo reseñables los esfuerzos realizados en los Picos de Europa (Castañón y Frochoso, 1994, 1998; Serrano y González Trueba, 2004; González Trueba, 2007; Ruiz Fernández *et al*., 2014), aunque también existen trabajos en otros sectores próximos como el Macizo de Fuentes Carrionas (Pellitero, 2012), la Sierra de Cebolleda (Gómez Lende *et al*., 2016), el Macizo de Somiedo (Rodríguez Pérez, 2009, 2015), el alto Sil (Santos González, 2010), los valles altos del Torío y del Curueño (González Gutiérrez, 2002), y el Macizo de Peña Ubiña (Peña Pérez, 2021; Gallinar *et al*., 2022). En este sentido, la presente contribución pretende dar continuidad a dicha línea de trabajo, al estudiar tres conos de derrubios existentes en el circo de Cuapalacio, con el propósito de conocer sus características topográficas y granulométricas, así como los procesos presentes en ellos.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El Macizo de Peña Ubiña está emplazado en la divisoria de aguas cantábrica, concretamente en el sector central del Macizo Asturiano, donde se eleva ~400 metros por encima de las cumbres de su entorno, destacando por altitud las cumbres de El Fontán sur (2417 metros s.n.m.), El Fontán norte (2416 metros s.n.m.) y Penubina la Grande (2414 metros s.n.m.).

Este macizo montañoso está compuesto por dos cordales principales, uno con rumbo aproximado norte-sur de ~9 kilómetros de longitud y otro de rumbo aproximado este-oeste de ~6 kilómetros de longitud, así como por montañas individualizadas como Pena Rueda (2153 metros s.n.m.) y Pena Cerreo (2112 metros s.n.m.). Todos ellos están labrados principalmente en potentes estratos de calizas carboníferas. La orografía subvertical y enhiesta del macizo

resalta sobre los valles circundantes, compuestos esencialmente por pizarras y cuarzoareniscas.

El clima en el Macizo de Peña Ubiña está determinado por la cercanía al mar (a ~60 kilómetros de distancia), lo que provoca que, al chocar con la barrera orográfica a que da lugar el macizo, la humedad y las nubes queden retenidas principalmente en la vertiente asturiana, generando un efecto foehn y una sombra pluviométrica que se percibe en la vertiente leonesa, donde las precipitaciones se ven reducidas entre 200 y 400 mm anuales según datos de la Agencia Estatal de Meteorología. Las precipitaciones pueden superar los 2000 mm anuales en los sectores más elevados, siendo el ~70 % en forma de nieve, lo que suponen unos 85 días anuales de nevada (Muñoz Jiménez, 1982; Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015). Asimismo, las temperaturas son frías, con medias anuales que rondan 6-7 ºC a 1500 metros s.n.m., estando la isoterma de 0 ºC a 2400-2500 metros s.n.m. (Muñoz Jiménez, 1982; Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015). Estas condiciones favorecen el desarrollo de los procesos y las formas periglaciares y nivales.

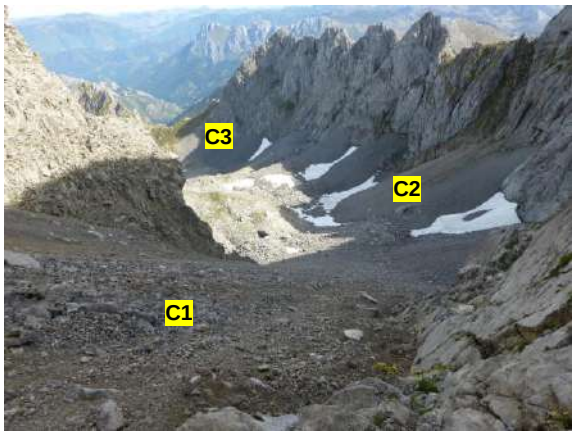


Figura 1. Conos de derrubios estudiados en detalle en el circo glaciar de Cuapalacio. Fuente: realización propia (21 de septiembre de 2013).

Figure 1: Talus cones studied in detail in the Cuapalacio glacial cirque. Source: own work (September 21, 2013).

3. METODOLOGÍA

Para realizar el estudio de las *lleras* de Cuapalacio se empleó trabajo de campo, consistente en el reconocimiento de los procesos y las formas de modelado existentes en circo estudiado, con especial hincapié en los de carácter periglaciar y nival; junto a recuentos granulométricos de tres de pedreras, en los cuales se midió, aleatoriamente, el eje mayor de 100 clastos por cada uno de los tres tramos estudiados en cada caso. Asimismo, se incluyó la caracterización litológica, la pendiente en cada uno de los tramos, así como su tendencia a la concavidad o convexidad. El estudio se completó con la identificación de los procesos que intervienen en la evolución de los conos de derrubios, y con la elaboración de los respectivos perfiles morfosedimentarios.

4. RESULTADOS

Lleras analizadas en Cuapalacio

Se han analizado tres conos a los que se les dio el nombre de «Canalón del Buei (C1», «El Cordel d'El Siete (C2)» y «El Portiḷḷín (C3)», los cuales se incluyen en las figuras 1, 2 y 3.

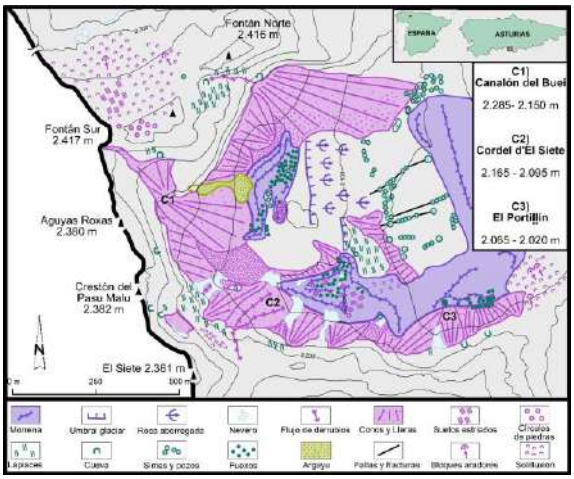


Figura 2. Mapa geomorfológico del circo glaciar de Cuapalacio con la ubicación de los conos estudiados. Fuente: realización propia.

Figure 2. Geomorphological map of the Cuapalacio glacial cirque with the location of the studied talus cones. Source: own work.

El cono de derrubios de El Canalón del Buei (C1; Figuras 1 y 2), compuesto en su totalidad por materiales calcáreos, es el que presenta mayor desarrollo y rango altitudinal del sector de Cuapalacio, pues parte de ~2300 metros s.n.m. hasta 2150 metros s.n.m. Se ubica bajo una pared vertical a los pies de la cumbre más alta del área de estudio, con orientación sudeste, lo que provoca que la radiación solar sea intensa y se produzcan más ciclos de hielo-deshielo que en otros sectores menos irradiados (Figura 3). La parte proximal es la más pronunciada, con 38º de pendiente, y sobre ella caen abundantes paneles rocosos, bloques, algunos de tamaño métrico, y partículas de menor tamaño a favor de la estructura debido a la presencia de calizas tableadas. Además, el sector superior funciona también como ámbito canalizador de aludes. Así pues, el Canalón del Buei se trata de una pedrera muy activa, carente de vegetación, con derrubios

muy sueltos e inestables y una dinámica muy marcada de caída de aludes y desprendimiento de bloques. Su morfología es cóncava, con menor pendiente cuanto más lejos de la parte proximal. Este cono se ubica bajo una pared caliza de 132 metros de desarrollo vertical (H) y se extiende 135 metros en altura (h), poseyendo el mayor $I_{h/H}$ de los conos de derrubios estudiados (1,02).

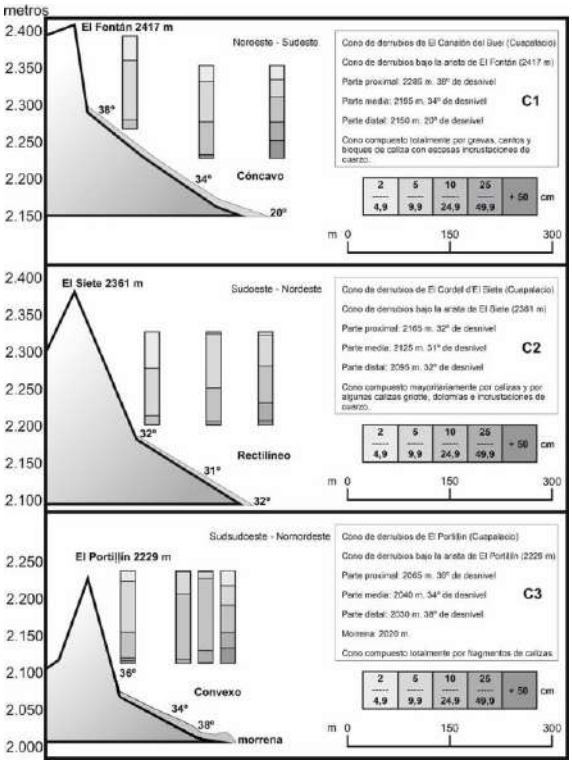


Figura 3. Perfiles granulométricos de tres conos de derrubios estudiados.

Figure 3. Figure 3. Granulometric profiles of three talus cones studied.

El cono de derrubios de El Cordel d'El Siete (C2), se compone mayoritariamente de materiales calcáreos, con presencia de caliza *griotte* y dolomías, lo que explica la abundancia de finos por la arenización de las dolomías y la existencia de arcillas en la caliza *griotte*. Su perfil es rectilíneo, con su ápice a 2165 metros s.n.m., donde la inclinación es de 32º. Presenta gran cantidad de matriz fina en la que abundan los movimientos solifluidales a modo de lóbulos con vegetación en su frente, especialmente en las partes proximal y media. Está alimentado por un canal de aludes y cuenta con dos flujos de derrubios aparentemente no muy recientes. En la parte distal, con 32º de inclinación, también son frecuentes los finos que afloran en superficie y los lóbulos de solifluxión, así como el hundimiento de bloques sobre los finos infrayacentes, grandes bloques desprendidos y cantos junto a la matriz fina aflorando. Su actividad es menor que la del caso previo, y gran parte de dicha actividad se debe a la dinámica solifluidal existente en las partes proximal y media. En estos mismos puntos de muestreo los finos que afloran son lavados por el agua y arrastrados vertiente abajo. También se ha observado actividad de agujas de hielo con aglomerados de tierra, lo que, asociado a los suelos ordenados incipientes identificados al pie de este cono, a 2095 metros s.n.m., próximos a una morrena, dan idea de la dinámica periglaciar que aún existe. En este caso, el cono de derrubios se encuentra a los pies de una cresta rocosa de 196 metros de desarrollo vertical, prolongándose 70 metros en altura, por lo que su $I_{h/H}$ es de 0,36. El cono de derrubios situado al norte de El Portiḷḷín (C3), es el de menor tamaño de todos los estudiados. Su ápice se eleva a 2065 metros s.n.m. y se orienta hacia el norte, partiendo de 36º de inclinación en su sector proximal, que se reduce a 34º de inclinación en su parte media y aumenta hasta 38º de desnivel en su tramo distal. Se trata de un cono de derrubios convexo en su parte distal y rectilíneo en su parte media y proximal. Así pues, se configura como un cono «perfecto» con clastos ordenados por gravedad, por lo que presenta la habitual gradación granocreciente de los clastos entre las partes proximal y distal, aunque también se han observado procesos de aludes (sin canal encima), gravedad simple, gelifracción y deslizamiento de bloques a favor de finos. Los finos afloran en la superficie en la parte proximal, mientras que están ausentes en el resto de la pedrera. Este cono de derrubios, ubicado bajo una pared calcárea vertical de 164 metros, solo tiene 35 metros de desarrollo altitudinal, por lo que su $I_{h/H}$ es de 0,21.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las pedreras analizadas muestran, en general, una ordenación granocreciente desde las partes proximales a las distales, e indicios de actividad como: ausencia de fitoestabilización (salvo en lóbulos de solifluxión con abundancia de finos); intervención de la arroyada laminar y en surcos; existencia de canales y depósitos debidos a flujos de derrubios; formación de lóbulos de solifluxión; huellas frescas de caída de bloques; evidencias de la caída de aludes; impacto de ciclos de hielo-deshielo; presencia de hielo y su fusión a tenor de ritmos diarios y/o estacionales. Además de los abundantes aportes hídricos que reciben, en gran medida debido a la fusión nival, otro factor importante son las elevadas

pendientes que hay en los sectores proximales y medios (≤30º). Ello asegura la rápida evacuación del agua hacia posiciones distales, en las que las acumulaciones de finos y la ruptura de pendiente facilita la formación de lóbulos y la redistribución del material. A su vez, junto con la caída y rodamiento de clastos de distinto tamaño por acción de la gravedad, las pendientes acusadas también facilitan la llegada de aludes hasta los sectores medios y distales, aportando a su vez nuevos materiales y redistribuyendo los existentes. Para ámbitos cercanos como los Picos de Europa, Serrano y González Trueba (2004) consideran que por encima de la isohipsa de 2000 metros s.n.m los conos y taludes de derrubios son plenamente activos.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andrés, N. y Palacios, D. (2004). Interrelación nieve/geomorfología en la Sierra de Guadarrama: altas cuencas del Ventisquero de La Condesa y Vademartín. *Cuadernos de Investigación Geográfica, 30*, 85-116. https://doi.org/10.18172/cig.1136

Castañón, J.C. y Frochoso, M. (1994). El periglaciarismo de la Cordillera Cantábrica. En: A. Gómez Ortiz, M. Simón Torres, F. Salvador Franch (Eds.), *Periglaciarismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 7, Universidad de Granada, Granada. 75-91.

Castañón, J.C. y Frochoso, M. (1998). La alta Montaña Cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámicas en los Picos de Europa. En: A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte, A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*, Universidad de Barcelona, Barcelona. 113-132.

Chueca, J. y Julián Andrés, A. (1995). Datación de depósitos de derrubios gravitatorios a partir de técnicas liquenométricas (Alta Ribagorza, Pirineo Oriental Oscense). *Lucas Mallada, 7*, 115-145.

Gallinar, D., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. (2022). Las formas periglaciares del Macizo de Las Ubiñas (Montañas Cantábricas). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 44*, 55-98. https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2022.44.0.9425

Gómez Lende, M., Serrano, E., González García, M. y González Trueba, J.J. (2016). Periglaciarismo en la divisoria cantábrica: la Sierra de Cebolleda. *Polígonos, 28*, 33-53. http://dx.doi.org/10.18002/pol.v0i28.4284

Gómez Ortiz, A., Palacios D., Tanarro, L.M., Luengo, E., Schulte, L., Ramos Sainz, M. y Salvador Franch, F. (2002). Inestabilidad de taludes y cubierta nival en áreas marginales de permafrost. El caso de la pared norte del picacho del Veleta (Sierra Nevada, España). *Revista de Geografía, 1*, 35-56.

González-Gutiérrez, R.B. (2002). *El relieve de los valles del Torío y Curueño (Montaña Cantábrica Leonesa)*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de León. León. 267 pp.

González Trueba, J.J. (2007). *El paisaje natural del Macizo Central de los Picos de Europa: Geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica*. Centro de Investigación del Medio Ambiente (CIMA), Consejería de Medio ambiente del Gobierno de Cantabria. Santander. 598 pp.

Muñoz Jiménez, J. (1982). Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas. En: F. Quirós (Ed.*), Geografía de Asturias*. Tomo 1. Ayalga Ediciones. Salinas. 271 pp.

Ortega Villazán, M.ªT., 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/INGEO2015.63.04

Pellicer, F. y Echeverría, M.T. (2004). El modelado glaciar y periglaciar en el Macizo del Moncayo. En: J.L. Peña, L.A. Longares, M. Sánchez, M. (Eds.), *Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Zaragoza. 173-185.

Pellitero, R. (2012). *Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el Macizo de Fuentes Carrionas-Montaña Palentina*. Tesis Doctoral. Universidad de Valladolid. Valladolid. 1085 pp. https://doi.org/10.35376/10324/2495

Peña Pérez, S.A. (2021). Rasgos morfométricos de los canchales y sus áreas fuente de la vertiente occidental del macizo de Las Ubiñas (cordillera Cantábrica, León). *Cuaternario y Geomorfología, 35 (3-4)*, 175-190. https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89830

Rodríguez Pérez, C. (2009). *Geomorfología de la montaña astur-leonesa entre los puertos de Ventana y Somiedo*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo. Oviedo. 365 pp.

Rodríguez Pérez, C. (2015). *El relieve de la Montaña Central Asturiana: La Sierra de Sobia y el Macizo de Somiedo*. Real Instituto de Estudios Asturianos, Oviedo. 180 pp.

Ruiz Fernández, J., Poblete, M.Á. y García Hernández, C. (2014). Características morfoclimáticas y procesos y formas periglaciares actuales en el Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). En. A. Gómez Ortiz, F. Salvador, M. Oliva, M. Salvà (Eds.), *Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglaciarismo*, Universitat de Barcelona. Barcelona. 91-103.

Santos González, J. (2010). *Glaciarismo y periglaciarismo en el alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)*. Tesis Doctoral. Universidad de León. León/Llión. 689 pp.

Serrano, E. (1995). Geomorfología de la Sierra de Tendeñera (Pirineo aragonés). *Ería, 37*, 143-158. https://doi.org/10.17811/er.0.1995.143-158

Serrano, E. y González Trueba, J.J. (2004). Morfodinámica periglaciar en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa - Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología, 18 (3-4)*, 73-88.

Tanarro García, L.M., Palacios Estremera, D. y Gómez Ortiz, A. (2012). Control fotográfico de la evolución geomorfológica reciente de los movimientos en masa sobre el talud detrítico del corral del Veleta, Sierra Nevada, España. En: A. González Díez (Coord.), *Avances de la geomorfología en España, 2010-2012: actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología*, Santander. 17-20.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 107-110. ISBN: 978-84-10345-81-2

INVENTARIO Y CLASIFICACIÓN DE FORMAS PERIGLACIARES EN EL VALLE DE ALA ARCHA (KIRGUISTÁN)

Inventory and classification of periglacial landforms in the Ala Archa Valley (Kyrgyzstan)

Cristina García-Hernández[1], Jesús Ruiz-Fernández[1], Mariana Van den Bergh[2]

1. Dpto de Geografía (Universidad de Oviedo), C/ Amparo Pedregal s/n, 33011 Oviedo, Asturias, España.
2. Instituto Geográfico Nacional de Bélgica, AV/ Cortenbergh 115, 1000 Bruselas, Bélgica.

Abstract: An inventory of 60 landforms (rock glaciers and protalus lobes) in Ala Archa National Park (Tien Shan, Kyrgyzstan) is presented. These landforms have been characterized from a topographic, morphometric, and lithological perspective, assessing their degree of activity. The results show a clear altitudinal stratification according to the degree of activity (inactive <2834 m; active >3123 m) and a preference for northwesterly orientations, allowing their development at altitudes 200–400 m lower than other orientations. Lithology also plays a significant role: active landforms predominate on plutonic rocks, while inactive landforms are located on detrital materials. These findings allow to interpret the role of these landforms as indicators of climate change and resilient cryospheric reserves.

Palabras clave: glaciares rocosos, permafrost, morfometría, litología, cambio climático.
Keywords: rock glaciers, permafrost, morphometry, lithology, climate change.

1. INTRODUCCIÓN

Los glaciares rocosos constituyen geoformas periglaciares relevantes tanto desde el punto de vista geomorfológico como hidrológico, debido a su papel como indicadores del estado del permafrost y como reservas de agua resilientes frente al cambio climático (Jones *et al*., 2019; Cicoira *et al*., 2021). Su distribución y morfología están condicionadas por variables topográficas, climáticas y litológicas (Bolch y Gorbunov, 2014; Fernandes *et al*., 2018). En regiones áridas de Asia Central, como el Tien Shan, su análisis permite evaluar la transición paraglaciar y el ascenso del límite del permafrost.

El Parque Nacional Ala Archa constituye un sector representativo del norte del Tien Shan, donde coexisten glaciares activos, relictos y lóbulos protalud. Sin embargo, la influencia relativa de la orientación, la altitud o la litología en su actividad y distribución sigue siendo poco conocida.

Este trabajo tiene como objetivos: i) Inventariar y clasificar las geoformas criogénicas (glaciares rocosos y lóbulos protalud) del valle de Ala Archa según su morfología, litología y actividad; ii) Analizar los factores topográficos (altitud, pendiente, orientación) que controlan su distribución espacial; iii) Evaluar la relación entre actividad y altitud como un indicador indirecto del estado del permafrost regional.

2. METODOLOGÍA

Se inventariaron los glaciares rocosos y lóbulos protalud existentes en el área, mediante interpretación de imágenes multitemporales (Google Earth Pro, 2003–2021) y análisis SIG (QGis 3.28.6). Este proceso permitió delimitar cada geoforma, desde su zona de alimentación hasta el frente, validando esta información con trabajo de campo en la temporada estival de 2021. De cada geoforma se extrajeron parámetros topográficos como altitud (máxima, mínima, media), pendiente y orientación, junto con parámetros morfométricos básicos y derivados, como longitud, anchura y elongación. La clasificación se basó en la forma (lengua, complejo, lóbulo protalud), el grado de actividad (activo, semiactivo, inactivo, según vegetación y morfología superficial) y la litología subyacente (plutónica o detrítica), basándonos en la cartografía geológica 1:200.000 realizada por el Ministerio de Geología y Protección del Subsuelo de la antigua URSS. Finalmente, se realizó un análisis estadístico descriptivo y correlacional con SAS® OnDemand for Academics para correlacionar actividad, morfometría y variables topográficas.

3. RESULTADOS

El inventario confeccionado se compone de 60 geoformas (Figura 1) entre las que destacan los glaciares rocosos de tipo lengua (45), seguidas por los de morfología compleja (9) y los lóbulos protalud (6). Estas geoformas se localizan a una altitud promedio de 3360 m s.n.m., con las formas complejas situadas a mayores altitudes y las de tipo lengua mostrando el rango altitudinal más amplio (ver Tabla 1). La orientación predominante es noroeste (37%) para el conjunto de las geoformas y, en particular, para las de tipo lengua, mientras que las formas complejas y los lóbulos protalud tienden a orientarse al noreste.

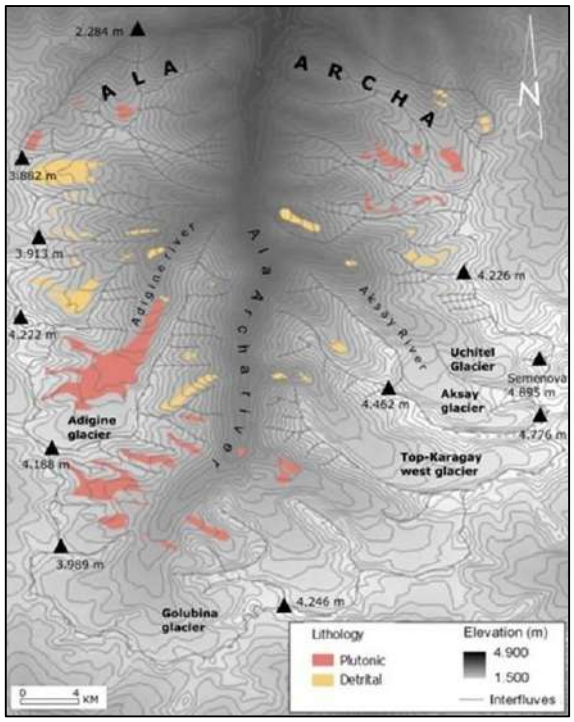


Figura 1. Ubicación y tipología de las formas estudiadas.
Figure 1. Location and typology of the studied landforms.

Tabla 1. Principales parámetros topográficos en función de su tipología morfológica.
Table 1. Main topographic parameters according to morphological typology.

Parámetro Topográfico Principal	Tipo Complejo (C)	Tipo Lengua (L)	Lóbulo Protalud (PL)	Total
Altitud Media (m)	3395,8	3337,6	3348,9	3360,8
Pendiente Media (°)	16,4	18,8	21	18,7
Orientación predominante	NE (44%)	NW (40%)	NE (33%)	NW (37%)

En cuanto a la morfometría, los glaciares de tipo complejo presentan la mayor superficie, longitud y anchura promedio, mientras que los lóbulos protalud tienen las dimensiones más reducidas (Tabla 2). Respecto a la pendiente, los lóbulos protalud exhiben la mayor pendiente media, aunque los glaciares de tipo lengua alcanzan los valores máximos. Las complejas, en contraste, muestran las menores pendientes (Tabla 1).
La relación entre orientación y altitud muestra que, por encima de 3400 m s.n.m., las geoformas se concentran en laderas orientadas al Este y Noreste, mientras que en orientaciones Norte y Noroeste, se dispersan a altitudes más bajas, favoreciendo esta última orientación la aparición de geoformas a menor altitud.

Tabla 2. Principales parámetros morfométricos en función de su tipología morfológica.
Table 2. Main morphometric parameters according to morphological typology.

Parámetro Morfométrico Principal	Tipo Complejo (C)	Tipo Lengua (T)	Lóbulo protalud (PL)	Total
Área Media (ha)	72,6	10,5	2	28,4
Longitud Media (m)	1346,9	661,6	111,9	706,8
Anchura Media (m)	504,5	193,4	311	336,3
L/A Media	2,2	3,6	0,4	2,1

La relación entre la pendiente media y el coeficiente de elongación (relación longitud/anchura o L/A) indica que, a menor pendiente, mayor elongación, particularmente en los glaciares rocosos de tipo complejo. Entre las geoformas semiactivas predominan las bajas elongaciones (0-2), mientras que las activas muestran mayores valores (2-8), con una tendencia a mayor elongación con pendientes más pronunciadas.

Tabla 3. Relación de los parámetros topográficos y morfométricos con el grado de actividad.
Table 3. Relationship of topographic and morphometric parameters with the activity degree.

Grado de Act.	Altitud Media (m)	Pendiente Media (°)	Área Media (ha)	Long. Media (m)	L/A Med.
Activas	3550,8	17,5	28,5	921,2	3,8
Semiac.	3250,5	24,1	29,8	650,1	2,8
Inactiv.	2712,3	20,3	26,9	480,5	1,5

Respecto al grado de actividad (Tabla 3), las geoformas inactivas se concentran entre 2600 y 2800 m s.n.m., con pendientes medias de 18° a 22° mientras las semiactivas (2924 a 3543 m),

muestran una tendencia a que la pendiente aumente a menor altitud. Las activas (>3400 m), aunque más dispersas, cuentan con las pendientes más suaves (<17°). Existe una progresión altitudinal de inactivas (más bajas) a activas (más altas), con una mínima superposición.

Finalmente, la litología predominante sobre la que se desarrollan estas geoformas es detrítica (51,67%), aunque no existe una diferencia excesiva con el porcentaje reservado a la litología plutónica (48,33%). Las diferencias, sin embargo, surgen cuando distinguimos la litología dominante en función de las tipologías. La litología detrítica es más común en las geoformas en lengua, mientras que la plutónica predomina claramente en las complejas y los lóbulos protalud (Tabla 4). También existen diferencias muy notables en este sentido, en función del grado de actividad: las geoformas activas se encuentran preferentemente sobre materiales plutónicos, a diferencia de las semi-activas e inactivas (85.71%), que se asientan mayoritariamente sobre rocas detríticas.

Tabla 4. Distribución de la litología predominante en las geoformas según su tipo y grado de actividad.
Table 4. Distribution of the predominant lithology in the landforms according to their type and degree of activity.

Tipología /grado de actividad	Detrítica (%)	Plutónica (%)
Tipo Lengua	57,78	42,22
Tipo Complejo	33,33	66,67
Lóbulo protalud	33,33	66,67
Activas	42,1	57,9
Semiactivas	60	40
Inactivas	85,71	14,29
Total	51,67	48,33

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Patrones espaciales y controles ambientales de los glaciares rocosos

La prevalencia de una orientación noroeste (37%), particularmente en cotas inferiores a 3200 m, minimiza la insolación incidente, favoreciendo la persistencia del permafrost incluso en altitudes con temperaturas más elevadas (Jones *et al*., 2018). Esta exposición posibilita su desarrollo 200-400 m por debajo de otras orientaciones, lo que resalta su función crítica como refugio térmico en las elevaciones menores del Tien Shan septentrional.

La litología emerge como un control ambiental determinante. Aunque no existe una diferencia significativa en la distribución global, los glaciares rocosos inactivos se emplazan predominantemente sobre sustratos detríticos (85.7%), mientras que un 58% de los activos se asocian a litologías plutónicas. Esta dicotomía sugiere que las rocas plutónicas, al limitar la infiltración de agua de deshielo, confieren mayor estabilidad térmica. La correlación entre litologías detríticas y formas inactivas indica una degradación más acelerada bajo condiciones topoclimáticas menos propicias. Investigaciones previas han señalado que sustratos graníticos y granodioríticos favorecen el desarrollo de glaciares rocosos de mayor envergadura y ejercen un rol preservador en Asia Central (Zhang *et al*., 2022).

Estratificación altitudinal y grado de actividad

Los resultados revelan una secuencia altitudinal estratificada y sin solapamiento de las geoformas estudiadas, diferenciada por su grado de actividad. Esta estratificación se corresponde con las franjas de permafrost del Tien Shan (Marchenko *et al*., 2007) e indica que los grados de actividad actúan como indicadores sensibles de umbrales térmicos. Las formas inactivas, como la del desfiladero de Aksay, constituyen formas relictas de condiciones climáticas más frías (Ruiz-Fernández y Oliva, 2019). La ausencia de solapamiento entre las geoformas inactivas y semiactivas sugiere una degradación abrupta una vez superados los umbrales térmicos, patrón coherente con la rápida recesión criosférica en Asia Central (Sorg *et al*., 2015; Bolch *et al*., 2019). Esta marcada estratificación altitudinal contrasta con otras regiones, subrayando la influencia moduladora del contexto climático regional.

Dinámica morfométrica: pendiente, energía y conexiones glaciares

La morfodinámica de los glaciares rocosos y lóbulos protalud evidencia un balance energético vinculado a su actividad. Los glaciares rocosos complejos, con una superficie media dominante (72.6 ha), ocupan generalmente pendientes de bajo gradiente y exhiben una alta elongación. Estas geoformas representan etapas avanzadas de la transición glaciar-periglaciar (Janke *et al*., 2015), donde la coalescencia en los fondos de valle mantiene el flujo pese a la escasa pendiente.

Las geoformas semiactivas presentan un comportamiento dual: los lóbulos protalud

menos elongados se emplazan preferentemente en pendientes moderadas (20-25°), mientras que las lenguas más elongadas se desarrollan en pendientes más pronunciadas (25-30°). Esto sugiere que la fuerza gravitacional compensa las condiciones criostáticas marginales, permitiendo el mantenimiento de la actividad en cotas inferiores. Por el contrario, las geoformas activas prosperan en pendientes de bajo gradiente (<17°) debido a la estabilidad térmica del permafrost continuo en altitudes elevadas (superiores a 3400 m). Este patrón, donde la actividad no depende de pendientes abruptas, es consistente con estudios cinemáticos recientes en la misma región (Wood *et al*., 2025).

Implicaciones para la evolución criosférica y reservas hídricas

La estratificación altitudinal de los glaciares rocosos, ligada a su grado de actividad y con escaso solapamiento, valida las franjas térmicas del Tien Shan y revela un umbral crítico en torno a los 2834 m, donde la desactivación predomina incluso en orientaciones óptimas. Además, la resiliencia diferencial según la litología es un control clave: sustratos detríticos aceleran la desconexión hidrológica, mientras que las rocas plutónicas actúan como refugios criosféricos. Esto sugiere que las futuras contribuciones hídricas dependerán de la interacción entre altitud, litología y exposición. Finalmente, el origen glaciogénico de las formas complejas confirma su rol en las etapas avanzadas de la deglaciación (Oliva y Ruiz-Fernández, 2018), siendo las semiactivas la vanguardia de esta evolución. Su supervivencia en un escenario de retroceso glaciar acelerado (Bolch *et al*., 2019) dependerá de su capacidad para estabilizarse, o bien de que su viabilidad no se vea comprometida por no estar en la franja altitudinal y litológica más favorable. Esto destaca la importancia de los factores regionales y locales para modular los efectos de los procesos climáticos globales.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue desarrollada por el Grupo de Investigación en Ambientes Fríos y de Montaña de la Universidad de Oviedo (GEAFROST: GR-2024-0012), y fue financiada por el proyecto PARANTAR (PID2020-115269GB-I00; Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades del Gobierno de España).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bolch, T., y Gorbunov, A.P. (2014). Characteristics and origin of rock glaciers in Northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan). *Permafrost and Periglacial Processes*, 25, 320–332.

Bolch, T., Rohrbach, N., Kutuzov, S., Robson, B.A., y Osmonov, A. (2019). Occurrence, evolution and ice content of ice-debris complexes in the Ak-Shiirak, Central Tien Shan revealed by geophysical and remotely-sensed investigations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44, 129–143.

Cicoira, A., Marcer, M., Gärtner-Roer, I., Bodin, X., Arenson, L.U., y Vieli, A. (2021). A general theory of rock glacier creep based on in-situ and remote sensing observations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 32 (1), 139–153.

Fernandes, M., Palma, P., Lopes, L., Ruiz Fernández, J., Pereire, P., y Oliva, M. (2018). Spatial Distribution and morphometry of permafrost-related landforms in the Central Pyrenees and associated paleoclimatic implications. *Quaternary International*, 470, 96–108.

Janke, J.R., Bellisario, A.C., y Ferrando, F.A. (2015). Classification of debris-covered glaciers and rock glaciers in the Andes of central Chile. *Geomorphology*, 241, 98–121.

Jones, D.B., Harrison, S., Anderson, K., y Betts, R.A. (2018). Mountain rock glaciers contain globally significant water stores. Scientific Reports, 8 (1), 2834.

Jones, D.B., Harrison, S., y Anderson, K. (2019). Mountain glacier-to-rock glacier transition. *Global and Planetary Change*, 181, 102999.

Marchenko, S.S., Gorbunov, A.P., y Romanovsky, V.E. (2007). Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia. *Global and Planetary Change*, 56, 311–327.

Oliva, M., y Ruiz Fernández, J. (2018). Late Quaternary environmental dynamics in Lenin Peak area (Pamir Mountains, Kyrgyzstan). *Science of the Total Environment*, 645, 603–614.

Ruiz-Fernández, J., y Oliva, M. (2019). Geomorphological processes in the Ala Archa National Park. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 42 (2), 255–268.

Sorg, A., Kääb, A., Roesch, A., Bigler, C., y Stoffel, M. (2015). Contrasting responses of Central Asian rock glaciers to global warming. *Scientific Reports*, 5, 8228.

Wood, E., Bolch, T., y Streeter, R. (2025). Insights from feature tracking of optical satellite data for studying rock glacier kinematics in the Northern Tien Shan. *Frontiers in Earth Science*, 12, 1518390.

Zhang, Q., Jia, N., Xu, H., Yi, C., Wang, N., y Zhang, L. (2022). Rock glaciers in the Gangdise Mountains, southern Tibetan Plateau: Morphology and controlling factors. *Catena*, 218, 106561.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 111-114. ISBN: 978-84-10345-81-2

GEOCRONOLOGÍA DE LA ÚLTIMA GLACIACIÓN EN EL VALLE DE RIOMOLINO (MONTAÑAS CANTÁBRICAS)

Geocronology of the Last Glaciation in the Riomolino valley (Cantabrian Mountains)

Benjamín González-Díaz[1], Jesús Ruiz-Fernández[1], Laura Rodríguez-Rodríguez[2], Vincent Rinterknecht[3], Rosana Menéndez-Duarte[2], José Antonio González-Díaz[1], Mirella Ochoa-Álvarez[1], Fernando Fresnedo-Guillem[1], Aster Team[3].

1. Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo. gonzalezbenjamin@uniovi.es.
2. Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo.
3. Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, CEREGE, Aix-en-Provence, France.

Abstract: This study examines the glacial evolution of the Riomolino Valley (Cantabrian Mountains) through geomorphological mapping and ^{10}Be exposure dating. For the Maximum Ice Extent phase of the valley, only one sample could be obtained, which is an outlier due to erosion and unearthing of the block. Subsequent ages ranging from 19.9 to 16.2 ka were obtained. These reveal a glacial phase coinciding with the Last Glacial Maximum, as well as post-LGM glacial phases within the Heinrich Stadial 1 (HS1) event. Finally, the last set of ages ranges between 16 and 13 ka. They reveal the transition from glacial to periglacial conditions and the subsequent stabilization of rock glaciers in a time interval spanning the Oldest Dryas and the Bølling/Allerød interstadial.

Palabras clave: Nucleidos cosmogénicos, paleoglaciar, deglaciación, Valle de Riomolino, Montañas Cantábricas.
Keywords: *Cosmogenic Nuclides, paleoglacier, deglaciation, Riomolino Valley, Cantabrian Mountains.*

1. INTRODUCCIÓN

Las Montañas Cantábricas representan una región clave para el estudio del glaciarismo cuaternario en la Península Ibérica, debido a su diversidad litológica, topográfica y altitudinal (Palacios *et al*., 2022). Además, este conjunto montañoso presenta una notable asimetría entre sus vertientes norte y sur. Todo ello que ha dado lugar a gran variedad en los tipos de glaciares que se formaron, que abarcan desde campos de hielo de montaña hasta glaciares alpinos simples y complejos, y también de circo (Ruiz-Fernández *et al*., 2022).

A lo largo del siglo XX se desarrollaron numerosas investigaciones en diversos sectores del Macizo Asturiano, que constituye el conjunto más elevado y extenso de los tres que integran de las Montañas Cantábricas. Estos trabajos se centraron en la cartografía de formas glaciares, la reconstrucción de paleoglaciares y la estimación de paleoELAs (Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2018). También se avanzó en la geocronología mediante técnicas datación absoluta, que han permitido establecer un Último Máximo Glaciar local (UMGl) en torno a 45–36 ka, anterior al Último Máximo Glaciar global (UMGg), así como una segunda fase coincidente con el UMGg seguido por una deglaciación progresiva hasta los 15–14 ka (Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2018).

Sin embargo, el sector occidental del Macizo Asturiano ha recibido menos atención científica, en parte por la menor entidad de sus depósitos glaciares y su altitud moderada (González-Díaz *et al*., 2021). Esto limita la comprensión del glaciarismo cantábrico en su conjunto y su relación con otros sistemas montañosos peninsulares (Palacios *et al*., 2022).

Por ello, el presente estudio se enfoca en el Valle de Riomolino, un área representativa del sector occidental del Macizo Asturiano por sus características litoestratigráficas y altimétricas. Para ello se plantearon los siguientes objetivos específicos: i) cartografiar las formas glaciares; ii) delimitar las fases glaciares mediante criterios morfoestratigráficos; y iii) datar el proceso de deglaciación aplicando el método de datación de los nucleidos cosmogénicos a depósitos glaciares y periglaciares.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El Valle de Riomolino se ubica en el sector centro-occidental del Macizo Asturiano, en el municipio de Cangas del Narcea (Asturias, España). Su cabecera se sitúa en la intersección de las sierras de Caniechas y de la Zarza, alcanzando su máxima altitud en los Altos de Monteiro (1.909 m). El río Molino, eje fluvial principal del valle, fluye en dirección NE-SO y es afluente del río Naviego.

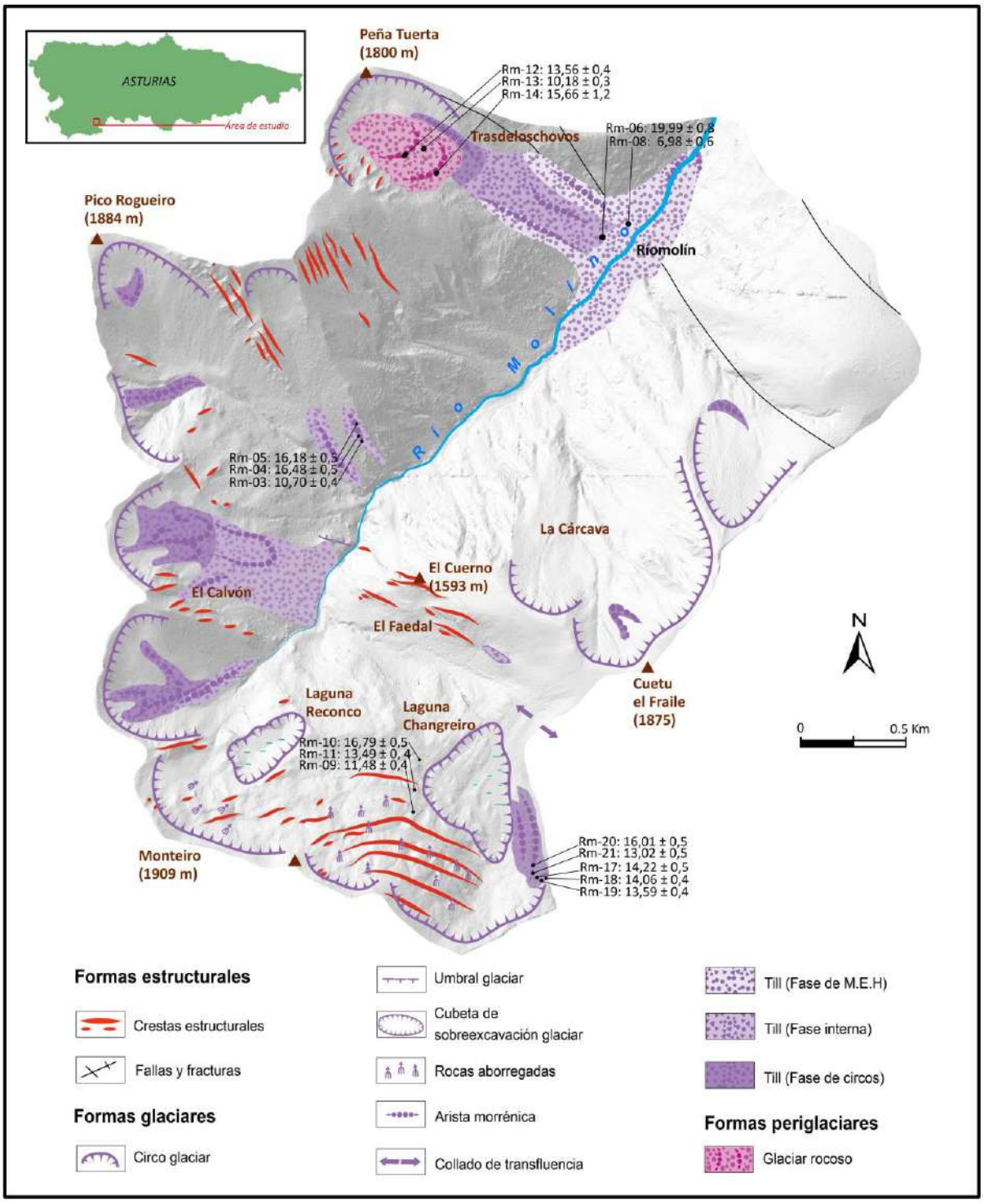


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.
Figure 1. Location map of study area.

Desde el punto de vista geológico, el área pertenece a la Zona Asturoccidental-Leonesa, y presenta un predominio de cuarcitas, pizarras y areniscas del Cámbrico, el Ordovícico y el Silúrico. Desde el punto de vista geomorfológico, el Valle de Riomolino presenta un relieve de tipo pseudoapalachense característico del sector centro-occidental del Macizo Asturiano. Este tipo de relieve se ha desarrollado por erosión diferencial sobre una alternancia de litologías duras (cuarcitas y areniscas) y blandas (pizarras), lo que ha dado lugar a una sucesión de crestas y surcos orientados predominantemente en dirección norte-noreste.

El clima es húmedo y frío, con una temperatura media anual de 6,7 °C y precipitaciones superiores a 1.300 mm. Las nevadas son

frecuentes, con hasta 83 días de nieve al año. Según la clasificación de Köppen, el clima del área se clasifica dentro de los tipos Cfc y Dsc.
Atendiendo a la biogeografía, el valle pertenece a la región Eurosiberiana. En él están presentes dos pisos bioclimáticos: el montano y el subalpino. La vegetación incluye bosques caducifolios y matorrales, influenciados por la actividad agroganadera. El área está protegida dentro del Parque Natural de las Fuentes del Narcea, Degaña e Ibias, y es Reserva de la Biosfera desde 2003.

3. METODOLOGÍA

La metodología combina la cartografía geomorfológica y la datación mediante el nucleido cosmogénico ^{10}Be. En primer lugar, se realizó un trabajo de campo para identificar y cartografiar las formas de relieve de origen glaciar. Esta información se integró en un Sistema de Información Geográfica (SIG) utilizando ArcGIS v.10.5. Para la elaboración de la base cartográfica se emplearon diversas fuentes: el Mapa Topográfico Nacional 1:25.000 en formato ráster, fotografías aéreas del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), y el Modelo Digital del Terreno (MDT02), todos ellos proporcionados por el Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG).
En segundo lugar, se procedió a la obtención de edades absolutas mediante el nucleido ^{10}Be. Para ello se tomaron 19 muestras: 11 pertenecientes a bloques situados sobre morrenas glaciares, 5 en superficies pulidas por el hielo glaciar y 3 correspondientes a bloques situados en las crestas de un glaciar rocoso. Para las superficies pulidas por el hielo glaciar se tuvieron en cuenta aquellos afloramientos que sobresaliesen con respecto al paisaje circundante, con el objetivo de evitar posibles cubiertas de sedimentos depositadas sobre ellos. En el caso de los bloques morrénicos, se priorizaron los de dimensiones métricas. Para la extracción de la muestra se utilizó martillo y cincel, restringiendo el muestreo a los primeros centímetros de roca bajo la superficie. El tratamiento químico de las muestras se realizó en el *Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques* (LN2C) del CEREGE (Francia). Las edades de exposición se calcularon utilizando la calculadora CRONUSEarth v.2.2, aplicando los modelos de escalado de la producción de Lal (1991) y Stone (2000), considerando una atmósfera estándar, una densidad de 2,65 g/cm³ y corrigiendo el apantallamiento topográfico (Balco *et al.*, 2008). Las edades se han calculado sin considerar los efectos de la erosión, la nieve y la vegetación en la producción (deben considerarse mínimas). En la realización del procedimiento de laboratorio para la extracción del ^{10}Be hubo cuatro muestras que no completaron el proceso debido a su escasez en cuarzo (RM-07, RM-15 y RM-16).

4. RESULTADOS

En el valle situado bajo el circo de Peña Tuerta se obtuvo una edad de 6,98 ± 0,6 ka (RM-08; Tabla 1) en un bloque del complejo morrénico frontal perteneciente a la fase de Máxima Extensión del Hielo (MEH). Otro bloque localizado en el frente de la Fase Interna proporcionó una edad de 19,99 ± 0,8 ka (RM-06).
En el sector central del valle de Riomolino, en una morrena perteneciente a los complejos morrénicos internos y localizada a una altitud media de 1.416 m.s.n.m (Figura 1), se obtuvieron tres edades de 10,70 ± 0,4 ka (RM-03), 16,48 ± 0,4 ka (RM-04) y 16,18 ± 0,5 ka (RM-05).
En cuanto a los complejos morrénicos de circo, en la morrena lateral del circo glaciar del Monteiro Este, se obtuvieron tres edades de 14,2 ± 0,5 ka (RM-17), 14,06 ± 0,4 ka (RM-18) y 13,59 ± 0,4 ka (RM-19). En un umbral contiguo a la morrena se dataron dos bloques erráticos con edades de 16,01 ± 0,5 ka (RM-20), y 13,02 ± 0,5 (RM-21), que conjuntamente indican una edad media de 14,18 ± 0,5 ka.
Por su parte, los pulidos glaciares muestreados en el circo del Monteiro Norte, situados a altitudes de entre 1.643, 1.672 y 1.703 m, aportaron edades de 16,79 ± 0,5 ka (RM10), 13,49 ± 0,4 ka (RM-11) y 11,48 ± 0,4 ka (RM-09). Por último, las tres muestras obtenidas en el glaciar rocoso relicto localizado dentro del circo de Peña Tuerta, correspondientes a bloques situados a elevaciones de entre 1.508 y 1.548 m, aportaron edades de 15,66 ± 1,2 ka (RM-14), 10,18 ± 0,3 ka (RM-13), y 13,56 ± 0,4 ka (RM-12).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La fase de MEH no pudo ser datada con precisión en el valle de Riomolino, puesto que la única muestra obtenida en relación con ella (RM-08), arrojó una edad holocena (6,98 ka) y, por tanto, ha sido considerada un *outlier* por erosión y desenterramiento del bloque.
Por su parte, RM-06 proporcionó una edad de 19,99 ka, coincidente con el UMGg, mientras que RM-04 y RM-05 indicaron edades de 16,48 y 16,18 ka, respectivamente. Por tanto, están asociadas a las condiciones generales frías y secas propias del evento Heinrich Stadial 1 (HS1).

Tabla 1. Edades de exposición superficial basadas en ^{10}Be obtenidas de morrenas, pulidos glaciares y glaciares rocosos.
Table 1. ^{10}Be Surface Exposure ages obtained from moraines, glacial polish surfaces and rock glaciers.

Muestra	Unidad gemorfológica	Latitud (N)	Longitud (W)	Altitud	Apantallamiento topográfico	Edad (ka)	Incertidumbre (± ka)
RM-03	Complejo morrénico interno	43,0129	-6,5056	1.429	0,9521	10,70	0,4
RM-04	Complejos morrénicos internos	43,0127	-6,5055	1.416	0,9673	16,48	0,5
RM-05	Complejos morrénicos internos	43,0126	-6,50534	1.402	0,9679	16,18	0,5
RM-06	Complejo morrénico externo	43,0209	-6,49262	1.019	0,9418	19,99	0,8
RM-08	Complejo morrénico externo	43,021	-6,49137	981	0,9415	6,98	0,6
RM-09	Superficie de pulido en circo glaciar	42,9977	-6,50196	1.697	0,9856	11,48	0,4
RM-10	Superficie de pulido en circo glaciar	42,9982	-6,50182	1.671	0,9744	16,79	0,5
RM-11	Superficie de pulido en circo glaciar	42,9993	-6,50165	1.646	0,9920	13,49	0,4
RM-12	Glaciar rocoso	43,0241	-6,50289	1.553	0,9714	13,56	0,4
RM-13	Glaciar rocoso	43,0241	-6,50281	1.551	0,9732	10,18	0,3
RM-14	Glaciar rocoso	43,0239	-6,50133	1.506	0,9770	15,66	1,2
RM-17	Superficie de pulido en circo glaciar	42,9954	-6,49497	1.651	0,9952	14,22	0,5
RM-18	Superficie de pulido en circo glaciar	42,9956	-6,49495	1.647	0,9949	14,06	0,4
RM-19	Superficie de pulido en circo glaciar	42,9956	-6,49495	1.645	0,9949	13,59	0,4
RM-20	Complejo morrénico de circos	42,9955	-6,49463	1.650	0,9850	16,01	0,5
RM-21	Complejo morrénico de circos	42,9954	-6,49482	1.658	0,9951	13,02	0,5

Las cronologías citadas para RM-04 y RM-05 también se incluyen dentro del estadial Oldest Dryas (17.5-14.6 ka; Palacios *et al*., 2017). RM-03 (10,70 ka) fue descartada por incoherencia con respecto a su contexto geomorfológico y los resultados cronológicos de las otras dos muestras. Una muestra sobre una roca aborregada emplazada a los pies del circo del Monteiro Norte (RM-10), arrojó una edad muy similar a RM-04 y RM-05 (16,79 ka).

Por su parte, las edades obtenidas en morrenas y superficies pulidas situadas a mayor altitud dentro del área de los circos glaciares oscilan entre 16 y 11,48 ka, mientras que las dataciones del glaciar rocoso de Peña Tuerta fueron de 15,66, 13,59 y 10,18 ka. Todo ello evidencia actividad glaciar y de funcionamiento del glaciar rocoso, al menos, entre el final del Oldest Dryas y durante el interstadial Bølling/Allerød (14,6-12,9 ka; Rasmussen *et al*., 2014). Es decir, en esa horquilla temporal se dio la transición progresiva de condiciones glaciares a periglaciares en el valle de Riomolino, siendo coetáneos los últimos glaciares de circo con el funcionamiento del glaciar rocoso de Peña Tuerta.

Estos resultados son coherentes con otros macizos cantábricos e ibéricos, y refuerzan la hipótesis de una deglaciación escalonada con asincronías regionales (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2018; Palacios *et al*., 2022). La sensibilidad climática de los glaciares de montaña queda patente en la respuesta diferenciada de cada fase.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto de investigación PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., y Dunai, T.J. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10Be and 26Al measurements. *Quaternary Geochronology*, 3 (3), 174-195.

González-Díaz, B., Ruiz-Fernández, J., García-Hernández, C., Menéndez-Duarte, R., y González-Díaz, J. A. (2021). Glacial evolution in the Asturian area of Puerto de Ventana (Cantabrian Mountains). *Cadernos Do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 43, 101-134.

Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104 (2–4), 424-439.

Palacios, D., de Andrés, N., Gómez-Ortiz, A., y García-Ruiz, J. M. (2017). Evidence of glacial activity during the Oldest Dryas in the mountains of Spain. *Geological Society Special Publication*, 433 (1), 87-110.

Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., y Andrés, N. (2022). *European Glacial Landscapes: The Last Deglaciation*. Amsterdam, Ed. Elsevier, 623 p.

Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J. y Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14-28.

Rodríguez-Rodríguez, L., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Jiménez-Sánchez, M., González-Lemos, S., Léanni, L., Sanjurjo, J., Ballesteros, D., Valenzuela, P., Llana-Fúnez, S., ASTER Team (2018). Constraining the age of superimposed glacial records in mountain environments with multiple dating methods (Cantabrian Mountains, Iberian Peninsula). *Quaternary Science Review*s 195, 215-231.

Ruiz-Fernández, J., García-Hernández, C., y Gallinar Cañedo, D. (2022). The glaciers of the Picos de Europa. En: *Iberia, Land of Glaciers: How The Mountains Were Shaped By Glaciers*, Elsevier, 237-263.

Stone, J.O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105 (10B), 23753-23759.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 115-118. ISBN: 978-84-10345-81-2

INVENTARIO CINEMÁTICO DE GLACIARES ROCOSOS EN EL PIRINEO EN BASE A DATOS LIDAR E INSAR

Kinematic inventory of rock glaciers in the Pyrenees based on LiDAR and InSAR data

Jesús Guerrero[1*], Miguel Guerra[1], Thiery Yannick[2], Gloria Desir[1] y Bastien Colas[3]

1. University of Zaragoza. Earth Science Department. jgiturbe@unizar.es
2. Bureau de Recherche Géologique et Minières, DRP, R3C, Europarc. Y.Thiery@brgm.fr
3. Bureau de Recherche Géologique et Minières Occitanie, Site de Montpellier. b.colas@brgm.fr

Abstract: Rock glaciers (RGs) are ice-debris landforms driven by permafrost creep. This study provides the first kinematic inventory of Pyrenean RGs using the EGMS InSAR data and Sentinel-1 data processed via the SqueeSAR algorithm. A total of 733 GRs were mapped, with only 13% remaining active. Results reveal a lowered permafrost boundary and ongoing ice degradation. Many RGs are transitioning to relict forms. EGMS proved unreliable for detecting slow-moving active RGs due to snow-induced decorrelation, capturing only 14 of 89 active features and underestimating vertical and horizontal displacements up to fourfold compared to the SqueeSAR-LiDAR integration.

Palabras clave: Permafrost, periglaciarismo, Panticosa, Cauterets, Neouvielle.
Keywords: Permafrost, periglacial processes, Panticosa, Cauterets, Neouvielle.

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas dos décadas, el inventariado de glaciares rocosos (GRs) ha aumentado por su utilidad como indicadores sensibles del cambio climático. Desafortunadamente, en los Pirineos su registro sigue siendo limitado y carece de datos cinemáticos esenciales para su clasificación en activos, inactivos o relictos, como recomienda la Asociación Internacional del Permafrost (IPA). Esta investigación presenta el inventario más actualizado y completo de GRs en la cordillera, integrando datos radar derivados del análisis multitemporal de alta resolución de imágenes satelitales Radar Sentinel-1c mediante el software SqueeSAR y los datos de deformación del visor EGMS. La investigación se centra, especialmente, en tres plutones ígneos del centro-oeste pirenaico (Panticosa-Western Cauterets, Eastern Cauterets y Neouvielle) y se discute la distribución actual del permafrost y su respuesta futura ante el calentamiento global.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Los Pirineos son una cadena montañosa alpina, orientada de NNW a SSE, que actúa como límite natural entre España, Francia y Andorra. Se formó por la convergencia entre las placas tectónicas ibérica y europea desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno.

Su estructura es sencilla y se divide en tres dominios estructurales principales: la Zona Axial, que corresponde a un basamento paleozoico, flanqueada por las zonas norpireneaicas y surpirenaicas, que contienen rocas mesozoicas y terciarias. La Zona Axial está caracterizada por plutones calco-alcalinos de la última fase herciniana, como los complejos de Panticosa, Cauterets y Neouvielle.

Geomorfológicamente, los Pirineos fueron modelados por fases glaciales que abarcan desde el Pleistoceno Final hasta el Holoceno. La datación mediante exposición a rayos cósmicos de los bloques de GRs relictos a lo largo de la cadena montañosa sugiere que estas formas de relieve se desarrollaron principalmente durante el interstadial Bølling–Allerød o poco después del Younger Dryas, como una transición natural de condiciones glaciales a periglaciares (Andrés *et al*., 2018).

El clima de los Pirineos varía considerablemente de oeste a este. Las laderas occidentales y norteñas tienen un clima atlántico, con más de 2,000 mm de lluvia al año, mientras que las orientales y del sur presentan un clima mediterráneo, más seco y cálido.

La isoterma de 0°C se sitúa entre los 2,700 y 3,000 m de altitud. El Plutón de Panticosa, en la vertiente sur, es más cálido y seco mientras que Cauterets y Neouvielle están ubicados en la vertiente norte.

3. METODOLOGÍA

El inventario geomorfológico de GRs se realizó manualmente mediante ortoimágenes de alta resolución (1956 y 2021) y un modelo digital de elevación (DEM) de 5 m, utilizando recursos del IGN, RGE y Google Earth Pro. Se integraron datos morfométricos en un entorno SIG. La identificación de GRs activos se basó en datos InSAR del EGMS, que proporciona mapas de desplazamiento LOS y velocidades descompuestas verticales y horizontales. Un estudio más detallado se realizó en los plutones de Panticosa, Cauterets y Neouvielle mediante el procesado combinado de nubes de puntos lidar (2010-2020) con el software CloudCompare y de 886 imágenes radar de Sentinel-1c con el algoritmo SqueeSAR, limitadas a períodos sin nieve entre los años 2015-2021. Esta técnica permitió medir desplazamientos con precisión milimétrica, combinando órbitas ascendentes y descendentes. Los GRs se clasificaron según criterios geomorfológicos (Barsch, 1992), en activos, posiblemente activos, inactivos y relictos, ante la falta de datos EGMS completos y cobertura nula en Andorra.

4. RESULTADOS

Se cartografiaron un total de 733 GRs en toda la cordillera. Éstos cubren 58,9 km², se sitúan a pendientes promedio de 14° y altitudes entre 1288 y 3062 m, con una media cercana a los 2400 m, concentrándose principalmente en la zona axial de los Pirineos, donde se hallan las cumbres más elevadas (Campos *et al*., 2021). Presentan gran variabilidad morfométrica, con anchos de 28–885 m y longitudes de 52–2758 m. La mayoría (66%) se localiza en batolitos granodioríticos paleozoicos y rocas volcánicas, y el 31% en rocas metamórficas; sólo el 3% se halla en rocas sedimentarias. Según Barsch (1996), se clasificaron como GRs de tipo talud (38%) y tipo morrena (62%). Predominan las orientaciones hacia el N, NE y NO. Basado en datos InSAR, el 73% de los GRs son inactivos o relictos (movimiento <3 mm/año), mientras que el 13% (96 GRs) permanece activo, mayoritariamente en laderas norte, a más de 2000 m de altitud. Un 14% adicional (102 GRs) fue clasificado como posiblemente activo al carecer de datos InSAR pero por poseer una morfología fresca y orientación favorable.

Plutones de Panticosa y Cauterets Occidental

En el sector Panticosa-Cauterets occidental se identificaron 34 GRs, principalmente con orientación norte y cubriendo 14,3 km². SqueeSAR clasificó 8 como activos, 18 inactivos, 7 relictos y 1 posiblemente activo (Argualas) (Fig. 1). Los GRs activos son pequeños, sin vegetación, y se localizan por encima de 2340 m. Los mayores, Cambales y Serrato, muestran velocidades de desplazamiento vertical y horizontal muy bajas (<10 mm/año), con desplazamientos concentrados en las zonas centrales. El EGMS no detecta ninguno de los GRs activos.

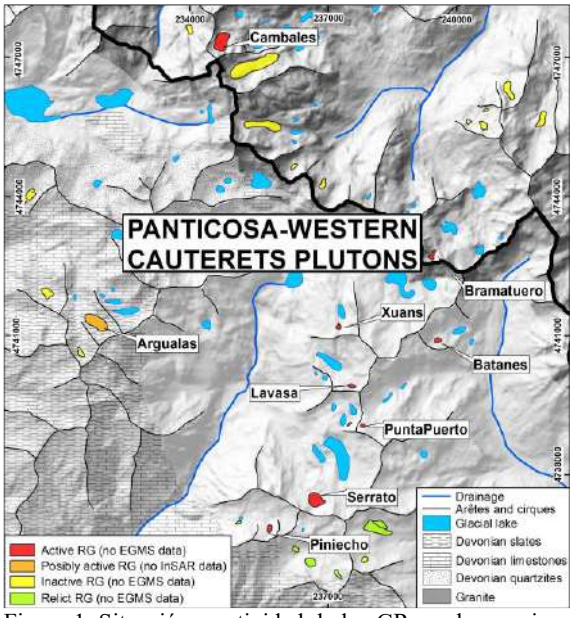


Figura 1. Situación y actividad de los GRs en los macizos de Panticosa y Cauterets Occidental.

Figure 1. Location and activity status of RGs in the Panticosa-Western Cauterets Plutons.

Plutón de Cauterets Oriental

Se identificaron 51 GRs en este sector, de los cuales 23 son activos según SqueeSAR (45%). Están distribuidos principalmente en crestas granodioríticas, por encima de 2100 m, y muestran topografía fresca con orientación norte (Fig. 2). Las velocidades verticales descompuestas varían entre -3 y -13 mm/año, con máximos en las zonas raíz y desplazamiento nulo en los frentes. Los GRs de Mayouret, Cestrede y Lit Loungue conservan actividad en toda su extensión. GRs en sombra o con nieve persistente, como Ardiden y Bastampe, presentan datos limitados. Las velocidades horizontales alcanzan hasta 33 mm/año en zonas raíz. El RG de Badet es el único activo con orientación sureste y movimiento limitado a su cabecera. El visor EGMS solo detecta

movimiento en 14 GRs (23%) y falla al clasificar correctamente 5 GRs activos, lo que representa un 35% de error. Además, EGMS registra solo parcialmente las zonas de deformación. Sus series temporales subestiman desplazamientos respecto a SqueeSAR, mostrando pendientes menores y menor cobertura espacial, especialmente en cabeceras. Ambos sensores detectan mayor movimiento en verano.

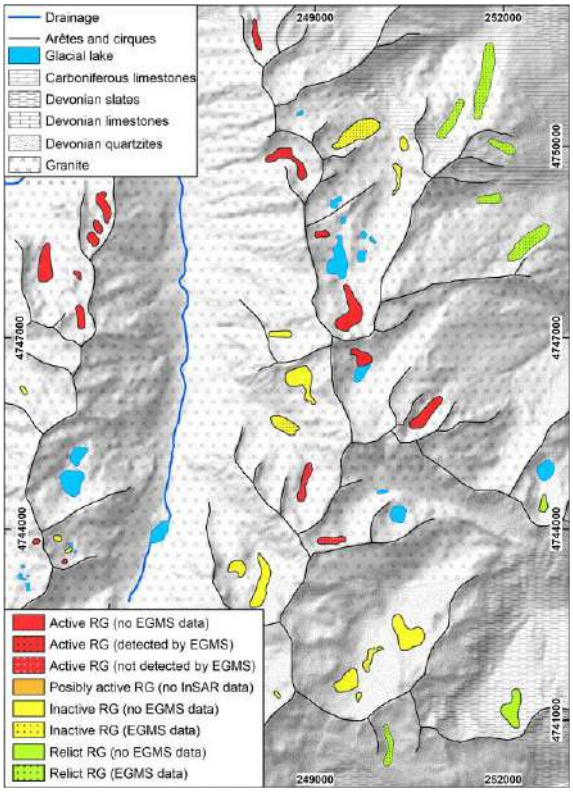


Figura 2. Situación y actividad de los GRs en el Plutón de Cauterets Oriental.

Figure 2. Location and activity status of RGs in the Eastern Cauterets Plutons.

Plutón de Neouvielle

Se cartografiaron 105 GRs, de los cuales 32 son activos según SqueeSAR. La mayoría son de tipo morrénico, orientados al norte y situados en altitudes superiores a 2100 m. El sector occidental contiene los mayores GRs activos de tipo talus, con deformación localizada en cabeceras, mientras los frentes están erosionados y colonizados por vegetación. Las velocidades verticales son negativas (-13 a -19 mm/año) y las horizontales positivas (4 a 16 mm/año), indicando flujo hacia el este. En el sector central, GRs pequeños y activos como Contade y Negre, muestran desplazamientos generalizados en superficies por encima de 2500 m, donde se registran los mayores valores de movimiento (>10 mm/año). GRs a menor altitud muestran desplazamientos decrecientes hasta niveles por debajo del umbral de detección, indicando pérdida de actividad.

5. DISCUSIÓN

Inventario de GRs

La integración de imágenes satelitales de alta resolución, ortofotos y datos de deformación del terreno derivados de InSAR ha permitido desarrollar el primer inventario cinemático de glaciares rocosos (GRs) en los Pirineos, conforme a los estándares del IPA. Este nuevo inventario basado en InSAR identifica 733 GRs, una cifra mucho mayor que los registros anteriores basados en geomorfología (Ventura, 2016), y confirma 95 como activos y 102 como posiblemente activos, lo que representa un incremento del 258 % respecto al inventario más completo anterior. En áreas como los plutones de Panticosa-Eastern Cauterets y Neouvielle, se han detectado GRs no registrados anteriormente y se han reclasificado varios como activos, destacando un aumento del 1040% en GRs identificados en la zona francesa. Este avance reafirma la utilidad de combinar interpretación fotogramétrica con técnicas InSAR para una caracterización más precisa de estos fenómenos periglaciares, alineándose con estudios recientes y recomendaciones del IPA.

Potencial y limitaciones del LiDAR, SqueeSAR y EGMS

El uso combinado de datos LiDAR y SqueeSAR ha mejorado notablemente la detección de GRs activos. Mientras que el LiDAR permite identificar grandes desplazamientos (>10 cm/año), su eficacia en zonas alpinas se ve limitada por errores de co-registro. SqueeSAR, con un umbral de detección de 3 mm/año, resulta mucho más adecuado para detectar GRs lentos. No obstante, sufre limitaciones como la pérdida de coherencia en zonas con nieve persistente o sombras topográficas. En estos casos, el LiDAR puede complementar la información perdida por SqueeSAR. Por otro lado, el visor EGMS ha demostrado ser ineficiente para detectar GRs activos en los Pirineos, ya que solo capta una pequeña fracción de los existentes y proporciona información cinemática errónea o incompleta. Esto se debe principalmente a su procesamiento continuo de imágenes SAR, que incluye meses con cobertura nival. Por tanto, se recomienda actualizar la evaluación cinemática de los GRs empleando estrategias de procesamiento

enfocadas en períodos sin nieve, tal como proponen las directrices del IPA (RGIK, 2023).

Tasas de movimiento de los GRs pirenaicos

El desplazamiento de los GRs pirenaicos es poco conocido y se limita a estudios geodésicos de 5 GRs grandes y dinámicos en los Pirineos centrales (Chueca y Julián, 2005; Bataller, 2019; Martínez Fernández *et al*., 2024). Las tasas de movimiento horizontal y vertical varían entre 2 y 40 cm/año y -2 a -22 cm/año, respectivamente. Los valores obtenidos con GNSS coinciden con los datos de LiDAR. Sin embargo, los mapas de desplazamiento horizontal obtenidos con InSAR muestran tasas mucho más bajas, entre 4 y 21 mm/año, dependiendo de la zona. Estas diferencias se deben a que InSAR tiene menor sensibilidad para detectar movimientos en el eje norte-sur, que afecta a muchos GRs activos en los Pirineos. Además, la proyección de los desplazamientos horizontales puede dar lugar a valores negativos, lo que podría confundirse con subsidencia. Aunque InSAR es útil para la detección de movimiento, la subestimación de los datos puede afectar la clasificación de los GRs, sugiriendo que muchos deberían considerarse "activos de movimiento lento". La discrepancia entre las tasas de desplazamiento obtenidas por InSAR y otras técnicas, como GNSS y LiDAR, resalta la importancia de considerar múltiples fuentes de datos en el monitoreo de los GRs.

Distribución del permafrost en Pirineos

Los GRs activos son indicativos confiables de la presencia de permafrost en los Pirineos. Estudios previos establecieron el límite inferior del permafrost a 2.650 m en las laderas orientadas al norte y 2.900 m en las del sur (Serrano *et al*., 2019, 2020). Sin embargo, los resultados actuales sugieren que este límite es más bajo, con GRs activos detectados por debajo de los 2.100 m en el plutón de Cauterets Este y 2.150 m en el de Neouvielle, lo que reduce el límite de permafrost en 500 m en ambas orientaciones. Estos resultados son consistentes con estudios de temperaturas en la base de la capa de nieve, que indican la presencia de permafrost a altitudes más bajas en ciertas áreas (Julian y Chueca, 2007). El análisis también muestra que el permafrost en los Pirineos podría estar influenciado por condiciones locales, como la topografía y la precipitación, que favorecen los procesos periglaciares, especialmente en los plutones de orientación norte. Aunque se observa una disminución en el número de GRs activos hacia el este por la menor tasa de precipitación y menor altitud, algunos de éstos muestran características similares a los de las zonas centrales, sugiriendo que la topografía local juega un papel clave en la ocurrencia del permafrost.

REFERENCIAS

Andrés, N., Gómez-Ortiz, A., Fernández-Fernández, J.M., Tanarro, L.M., Salvador-Franch, F., Oliva, M. y Palacios, D. (2018). Timing of deglaciation and rock glacier origin in the southeastern Pyrenees: a review and new data. Boreas, 47, 1050-1071. https://doi.org/10.1111/bor.12324. ISSN 0300-9483.

Barsch, D. (1992). Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes.*, 3, 175-188. https://doi.org/10.1002/PPP.3430030303.

Bataller, F. (2019). Pyrenaic rock glaciers: An airborne and multitemporal LiDAR monitoring case study in the Besiberri area. *EarthArXiv*. https://doi.org/10.31223/osf.io/nxveh.

Chueca, J. y Julián, A. (2005). Movement of Besiberris Rock Glacier, Central Pyrenees, Spain: Data from a 10-Year Geodetic Survey. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 37, 163-170. https://doi.org/10.1657/1523-0430(2005)037[0163:MOBRGC]2.0.CO;2.

Julián, A. y Chueca, J. (2007). Permafrost distribution from BTS measurements (Sierra de Telera, Central Pyrenees, Spain): Assessing the importance of solar radiation in a mid-elevation shaded mountainous area. *Permafrost and Periglacial Processes*,18, 137. https://doi.org/10.1002/ppp.576

Martínez-Fernández, A., Serrano, E., de Sanjosé Blasco, J.J., Gómez-Lende, M., Sánchez-Fernández, M., Pisabarro, A. y Atkinson, A. (2024). Multiple Close-Range Geomatic Techniques for the Kinematic Study of the La Paúl Rock Glacier, Southern Pyrenees. *Remote Sensing*, 16, 134. https:// doi.org/10.3390/rs16010134.

RGIK (2023). Guidelines for rock glacier inventories: baseline and practical concepts (version 1.0). IPA Rock Glacier Inventories and Kinematics Action Group, 25 p. https://doi.org/10.51363/unifr.srr.2023.002.

Serrano, E., Sanjosé-Blasco, J.J. de, Gómez-Lende, M., LópezMoreno, J.I., Pisabarro y A., Martínez-Fernández, A. (2019). Periglacial environments and frozen ground in the central Pyrenean high mountain area: Ground thermal regime and distribution of landforms and processes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 30, 292309. https://doi.org/10.1002/ppp.2032.

Serrano, E., López-Moreno, J.I., Gómez-Lende, M., Pisabarro, A., Martín-Moreno, R., Rico, I. y Alonso-González, E. (2020). Frozen ground and periglacial processes relationship in temperate high mountains: a case study at Monte Perdido-Tucarroya area (The Pyrenees, Spain). *J. Mt. Sci*., 17, 1013-1031. https://doi.org/10.1007/s11629-019-5614-5.

Ventura, J. (2016). Identificación e inventario de potenciales glaciares rocosos activos en los Pirineos mediante Fotointerpretación en visores cartográficos 2D y 3D: Primeros resultados. Revista de Geografía, 95. https://doi.org/10.18002/pol.v0i28.4289.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 119-122. ISBN: 978-84-10345-81-2

PRIMEROS DATOS DE EDAD DEL GLACIAR ROCOSO DE HURD (ISLA DE LIVINGSTON, SOUTH SHETLAND ISLANDS, ANTÁRTIDA MARÍTIMA)

Preliminary dating of the Hurd Rock Glacier (Livingston Island, South Shetland Islands, Maritime Antarctica)

Rosana Menéndez-Duarte[1], Jesús Ruiz-Fernández[2], Laura Rodríguez-Rodríguez[1], José M. Fernández-Fernández[3], Vincent Rinterknecht[4], ASTER Team[4]

1. Dpto. Geología, Universidad de Oviedo, España, ramenenendez@uniovi.es
2. Dpto. Geografía, Universidad de Oviedo, España.
3. Dpto. Geografía, Universidad Complutense de Madrid, España.
4. Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, CEREGE, France.

Abstract: The recent evolution of the Hurd Rock Glacier, located in the South Shetland Islands (Maritime Antarctica), is constrained based on a combination of dating techniques, including Cosmic Ray Exposure (CRE), lichenometry and Schmidt Hammer Dating (SHD). Preliminary results suggest: i) either a stabilization or velocity reduction of the rock glacier front centered at 3.7 ± 0.7 ka based on ^{36}Cl CRE dating; ii) a very recent abandonment age of ca. 66 years for the upper moraine based on lichenometry; and iii) decreasing SHD values with increasing distance to rock glacier front uphill. The findings are consistent with published climate records covering the last millennia in this region of maritime Antarctica.

Palabras clave: Glaciar rocoso; nucleidos cosmogénicos; liquenometría; martillo Schmidt, Antártida marítima.
Keywords: Rock glacier; cosmic ray exposure, lichenometry, Schmidt hammer, Maritime Antarctica.

1. INTRODUCCIÓN

Las Islas Shetland del Sur (ISS), localizadas al Norte de la Península Antártica (Figura 1), son uno de los ámbitos con mayor porcentaje de superficie libre de hielo en la zona. Por ello, es un sector de especial interés para el estudio de la evolución postglaciar de las nuevas áreas libres de hielo, y especialmente de las formas y procesos periglaciares (Ruiz-Fernández *et al*., 2019).

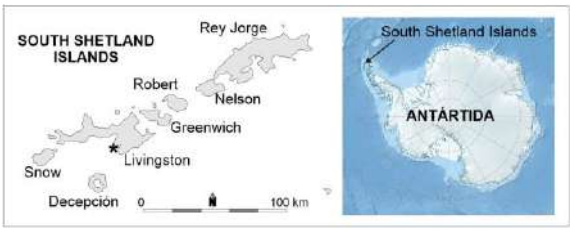


Figura 1. Localización de la Isla de Livingston en las ISS. La estrella marca la localización del GRH.
Figure 1. Location of Livingston Island in the ISS. A star marks the location of the Hurd Rock Glacier.

Entre las formas periglaciares reconocidas y descritas en las ISS están los glaciares rocosos. Destaca, en esta temática, el trabajo de Serrano y López-Martínez (2000), en el que se cartografían y describen 9 glaciares rocosos y 11 *protalus lobes*. Sin embargo, no existe ninguna datación absoluta de estas formas en las ISS.

El objetivo de este trabajo es presentar una cronología preliminar para el Glaciar Rocoso de Hurd (GRH) a partir de la combinación de tres técnicas: i) la datación de superficies mediante nucleidos cosmogénicos, ii) la liquenometría y iii) la medición de la alteración superficial de la roca mediante el martillo Schmidt.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El GRH se localiza en una pequeña bahía libre de hielo de la vertiente sur de la península de Hurd, en la isla Livingston (Figura 1). El frente del glaciar rocoso se apoya sobre una playa elevada que se conserva en la bahía, a una altitud de ~20 m, mientras que la raíz del glaciar rocoso se sitúa a ~100 m. Por encima del glaciar rocoso, se conserva una morrena actualmente desconectada del frente del glaciar que la generó (Figura 2).

La morfología del glaciar rocoso es fácilmente reconocible. Se trata de un depósito de clastos

angulosos, fuertemente heterométrico, con una serie de crestas y surcos con morfología lobulada, transversales a la dirección de flujo, y un frente escarpado. Por su posición, se trata de un glaciar rocoso asociado a un frente glaciar, en el que los clastos proceden de dicho frente. El sustrato geológico de la zona y de los bloques del glaciar rocoso, es una alternancia de lutitas y areniscas del Cretácico superior, pertenecientes al Miembro Sally Rocks de la Formación Hurd (Stoykova *et al*., 2015).

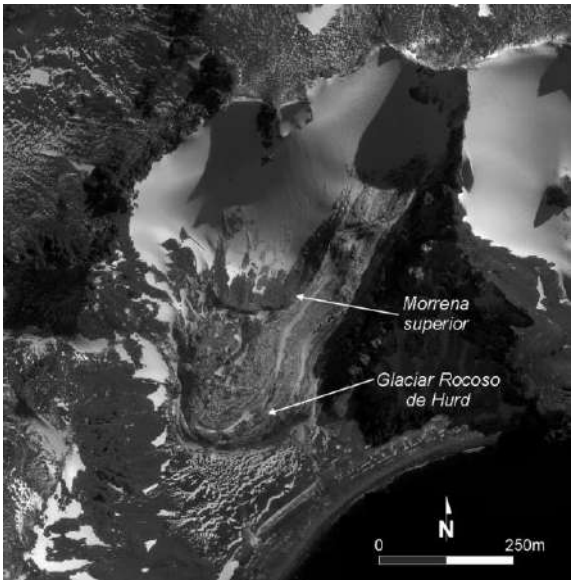


Figura 2. Imagen satelital del Glaciar Rocoso de Hurd.
Figure 2. Satellite image of the Hurd Rock Glacier.

En el trabajo de Serrano *et al*. (2004), a partir de varios perfiles eléctricos, se infiere la presencia de permafrost, al menos discontinuo, en el GRH a una profundidad de entre 1 y 2 m. En el trabajo de Vieira *et al*. (2022), a partir de fotografías aéreas históricas (1956/1957) e imágenes de satélite actuales, se calcularon unas tasas de deformación superficial de entre 10 y 30 cm/año. De acuerdo con varios autores, estas tasas de movimiento están en el rango de glaciares rocosos en estado de muy baja movilidad.

3. METODOLOGÍA

Datación mediante nucleidos cosmogénicos (^{36}Cl)

Para la datación con nucleidos cosmógenicos (^{36}Cl) se muestreó la superficie de 6 bloques localizados en las crestas de los lóbulos frontales/inferiores del glaciar rocoso (Figura 3). Estas muestras fueron tratadas y analizadas en el CEREGE (Aix-en-Provence, Francia). El tratamiento de las muestras y el posterior cálculo de edades se realizó siguiendo la metodología descrita en Schimmelpfennig *et al.* (2009).


Figura 3. Toma de muestras para datación mediante nucleidos cosmogénicos.
Figure 3. Sampling for Cosmic Ray Exposure Dating.

Liquenometría

La datación mediante liquenometría se efectuó en la morrena superior, en la cual la colonización por líquenes es muy incipiente, por lo que únicamente se reconoce una primera generación de éstos. La especie más frecuente, y que ha sido medida, es *Rhizocarpon geographicum* (Figura 4).


Figura 4. Fotografía tomada en uno de los bloques de la morrena superior, con varios talos de *Rhizocarpon geographicum.*
Figure 4. Photograph displaying several thalli of Rhizocarpon geographicum growing at surface of an upper moraine block.

En el campo se tomaron 59 fotografías escaladas (moneda de 1 € como escala gráfica) y, de ellas, se seleccionaron 32, con líquenes bien formados

(simétricos y redondeados, tendencia elíptica). En cada una de ellas, se midió el eje mayor del liquen de mayor tamaño. Los datos fueron analizados siguiendo la metodología descrita en Larocque y Smith (2004), Rosenwinkel *et al*. (2015) y Sancho *et al*. (2017). Como referencia, se tomó la tasa de crecimiento calculada en una morrena próxima en la misma isla de Livingston (0,35 mm/año), y se asumió un periodo de colonización de 34 años (Sancho *et al*., 2017).

Datación mediante martillo de Schmidt

Como complemento a las técnicas de datación descritas en las secciones anteriores, se tomaron medidas de resistencia de la roca con el martillo Schmidt en 12 ubicaciones (40 rebotes o valores "R" en cada una): 11 en el glaciar rocoso y uno en la morrena superior. En el glaciar rocoso, se tomaron mediciones en los 6 clastos muestreados para datación mediante ^{36}Cl y en 5 bloques en un transecto desde los lóbulos inferiores hacia las zonas elevadas del sistema. Los valores más altos de resistencia indican una menor meteorización y, por tanto, una edad (relativa) de exposición más reciente.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las edades obtenidas mediante nucleidos cosmogénicos en los bloques de los lóbulos inferiores están en el rango de 4,4 ± 1,1 y 2,8 ± 0,3 ka. Las seis muestras corresponden a una única población, con una edad media de 3,7 ± 0,7 ka. Estas edades son coincidentes con la edad propuesta en el trabajo de Palacios *et al*. (2020) para el cese de una etapa de expansión glaciar, que finalizaría entre 4 y 3,5 ka, debido a un incremento de las temperaturas.

No hay un total acuerdo sobre el significado de las edades de estabilización de los bloques en un glaciar rocoso: estancamiento o fuerte desaceleración (Charton *et al*., 2021, Fernández-Fernández *et al*., 2020; Santos-González *et al*., 2022; Winkler, 2024). En cualquier caso, las edades indican disminución de actividad del GRH, coincidiendo con un incremento de la temperatura en el rango temporal señalado.

Por otro lado, aplicando la tasa de crecimiento de 0,35 mm/año, las edades obtenidas para los líquenes mayores fotografiados en la morrena superior, van de 66,4 a 28,9 años, con un valor medio de 32 años. A este valor debe de añadírsele un intervalo de colonización de 34 años y, con ello, el tiempo transcurrido desde la estabilización de la morrena hasta el año del muestreo (2023) sería de 66 años. Con ello, la morrena habría quedado aislada del glaciar y estabilizada hacia 1957. Esta edad es muy similar a la conocida por datos históricos (Calvet *et al*., 1999) para la morrena en la que se estableció la tasa de crecimiento de líquenes aquí utilizada, y acorde con el retroceso de los frentes glaciares en la zona descrito para las últimas décadas (Ruíz-Fernández *et al*., 2019, Oliva *et al*., 2024). En cuanto a los datos obtenidos con el martillo Schmidt, los R-valores medios calculados para cada estación oscilan entre 52,3 y 66,6, siendo el valor más alto el obtenido en la morrena superior. Se observa una clara tendencia de aumento del valor al ascender en el glaciar rocoso, es decir, al alejarse del frente del sistema (Figura 5).

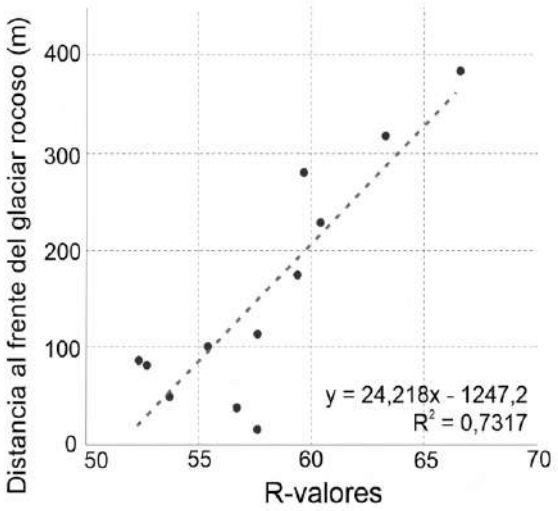


Figura 5. Correlación lineal entre los R-valores obtenidos con el martillo Schmidt y la distancia al frente del GRH.
Figure 5. Linear correlation between the R-values obtained with the Schmidt hammer and the distance to the front of the GRH.

Esta correlación nos indica un índice de meteorización progresivamente menor en los bloques más alejados del frente del glaciar rocoso, lo que puede interpretarse como una progresiva estabilización del sistema (Winkler, 2024). Observaciones comparables, con datos de martillo Schmidt en glaciares rocosos se presentan en trabajos como los de Kellerer-Pirklbauer *et al*. (2008) o Santos-González *et al*. (2022, 2024). Por último, el R-valor más alto en la morrena superior es coherente con las observaciones de campo y con los datos obtenidos por liquenometría. Se trata de un depósito muy reciente con un bajo índice de meteorización.

5. CONCLUSIONES

Las edades absolutas y relativas obtenidas en el GRH, combinando varias metodologías, arrojan valores que son coherentes con el contexto climático de la zona, documentado en Palacios *et al*. (2020) y Ruíz-Fernández *et al*. (2019). Desde el inicio de la estabilización, registrada en los lóbulos frontales y datada en 3,7 ± 0,7 ka, los R-valores medidos con el martillo Schmidt indican una progresiva estabilización del sistema, más tardía en las partes superiores. Por último, los datos de la liquenometría aportan una edad muy joven para la estabilización de la morrena superior, coincidente con el retroceso de los glaciares observado en las últimas décadas en el entorno del sector estudiado.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos CRONOANTAR (MINECO-17-CTM2016-77878-P) y PARANTAR (PID2020-115269GB-I00). ASTER AMS está financiado por el INSU/CNRS, ANR por el "Projets thématiques d'excellence" programa para el "Equipements d'excellence" ASTER-CEREGE e IRD.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Calvet, J., Corbera, J., Furdada, G. (1999). Variación del frente glaciar en Bahía Sur y Punta Siddons entre 1956 y 1991, Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. En: López, J. (Ed.) *Geología de la Antártida Occidental*, III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología Vol. 283–292 (Universidad de Salamanca).

Charton, J., Verfaillie, D., Jomelli, V., Francou, B., ASTER Team (2021). Early Holocene rock glacier stabilisation at col du Lautaret (French Alps): Palaeoclimatic implications. *Geomorphology*, 394, 107962.

Fernández-Fernández, J.M., Palacios, D., Andrés, N., Schimmelpfennig, I., Tanarro, L.M., Brynjólfsson, S., López-Acevedo, F.J., Sæmundsson, P., A.S.T.E.R. Team (2020). Constraints on the timing of debris-covered and rock glaciers: An exploratory case study in the Hólar area, northern Iceland. *Geomorphology* 361, 107196.

Kellerer-Pirklbauer, A., Wangensteen, B., Farbrot, H., Etzelmüller, B. (2008). Relative surface-age dating of rock glacier systems near Hólar in Hjaltadalur, northern Iceland. *Journal of Quaternary Science* 23, 137-151.

Larocque, S.J., Smith, D.J. (2004). Calibrated Rhizocarpon spp. Growth Curve for the Mount Waddington Area, British Columbia Coast Mountains, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36 (4) 407-418.

Oliva, M., Palacios, D., Sancho, L., Fernandez-Fernandez, J.M., Çiner, A., Fernandes, M., García-Oteyza, J., Sarıkaya. M.A., Serrano, E., Kaveh-Firouz, A. Perez-Alberti, A., Schimmelpfennig, I., Vieira, G., Bonsoms, J., Antoniades, J. y ASTER Team (2024) The origin of the ice-free areas of the Hurd Peninsula (Livingston Island, Antarctica). *Quaternary Science Reviews*, 344,108991.

Palacios, D., Ruiz-Fernandez, J., Oliva, M., Andres, N., Fernández-Fernández, J.M., Schimmelpfennig, I., Leanni, L., Gonzalez-Díaz, B., ASTER Team (2020). Timing of formation of neoglacial landforms in the South Shetland Islands (Antarctic Peninsula): Regional and global implications. Quaternary Science Reviews, 234, 10624

Rosenwinkel, S., Korup, O., Landgraf, A. and Dzhumabaeva, A. (2015). Limits to lichenometry. *Quaternary Science Reviews*, 129, 229-238.

Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., Nývlt, D., Cannone, N., García-Hernández, C., Guglielmin, M., Hrbáček, F., Roman, M., Fernández, S., López-Martínez, J., Antoniades, D. (2019). Patterns of spatio temporal paraglacial response in the Antarctic Peninsula region and associated ecological implications. *Earth-Science Reviews*, 192, 379-402.

Sancho, L.G., Pintado, A., Navarro, F., Ramos, M., De Pablo, M.A., Blanquer, J.M., Raggio, J., Valladares, F. Green, T.G.A. (2017). Recent Warming and Cooling in the Antarctic Peninsula Region has Rapid and Large Effects on Lichen Vegetation. *Nature, Scientific Reports*, 7, 5689.

Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Redondo-Vega, J.M., Gómez-Villar, A., Jomelli, V., Fernández-Fernández, J.M., Andrés, N., García-Ruiz, J.M., Peña-Pérez, S.A., Melón-Nava, A., Oliva, M., Álvarez-Martínez, J., Charton, J., ASTER Team, Palacios, D. (2022). The origin and collapse of rock glaciers during the Bølling-Allerød interstadial: A new study case from the Cantabrian Mountains (Spain). *Geomorphology*, 401, 108112.

Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Gómez-Villar, Peña-Pérez, S.A., Melón-Nava, A., Pisabarro, A., Redondo-Vega, J.M. (2024). Application of the Schmidt-hammer for relative-age dating of glacial and periglacial landforms in the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Geomorphology*, 456, 109210.

Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P-H., Bourlès, D., Burnard, P., Williams, A. (2009). Sources of in-situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology*, 4 (6), 441-461.

Serrano, E., López-Martínez, J. (2000). Rock glaciers in the South Shetland Islands, Western Antarctica. *Geomorphology*, 35 (1-2), 145-162.

Serrano, E., Giner, J., Gumiel, P., López-Martínez, J. (2004). El glaciar rocoso de Hurd: estructura y dinámica actual (Isla Livingston, Islas Shetland del Sur, Antártida). *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (1-2), 13-24.

Stoykova, K., Ivanov, M., Pimpirev, C (2015) Lithostratigraphy of the Miers Bluff Formation, Hurd Peninsula, Livingston Island. In: Bulgarian Antarctic research a synthesise DT: Christo Pimpirev and Nesho Chipev). "St. Kliment Ohridski" University Press (Sofia).

Vieira, G., Prates, G., Goyanes, G., de Pablo, M. A., Farzamian, M., Oliva, M., Correia, A., Valadares, A. P., Baptista, J., Mora, C., Pina, P. (2022). New observations on the kynematics of Hurd rockglacier (Livingston Island, Antarctic Peninsula). *10th International Conference on Geomorphology*. Coimbra September 2022.

Winkler, S. (2024) Improved chronological constraints for Holocene rock glacier activity in the Ben Ohau Range, Southern Alps/New Zealand. *The Holocene*, 35(3), 352-372.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 123-126. ISBN: 978-84-10345-81-2

CRONOLOGÍA DE LA DEGLACIACIÓN DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO SIL (CORDILLERA CANTÁBRICA) A PARTIR DE DATACIONES CON ^{14}C DE SEDIMENTOS GLACIOLACUSTRES

Deglaciation chronology of the Upper Sil River Basin (Cantabrian Mountains, NW Spain) from glaciolacustrine deposits dated by ^{14}C

Javier Santos-González[1], Alfonso Pisabarro-Pérez[1], Alberto Gomes[2], José María Redondo-Vega[1], Edgar Figueira[2], Sergio Alberto Peña-Pérez[1], Rosa Blanca González-Gutiérrez[1], Adrián Melón-Nava[1], Amelia Gómez-Villar[2]

1. Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24071 León (Spain). jsango@unileon.es
2. Departamento de Geografia, Universidade do Porto, CEGOT, Porto (Portugal).

Abstract: Eleven 14C dates are presented from the Sil basin (Cantabrian Mountains, NW Spain). The data indicate early deglaciation, with glaciolacustrine deposits on till dated between 42.5-43 ka BP. Another stage of deglaciation is observed at 25 ka and 28 ka, in lateral areas dammed by smaller glacial tongues, probably linked to a drier stage. Another glaciolacustrine deposit begins at 16.2 ka during the Old Dryas, where an 8 km long glacier persists and the main Sil valley was filled by fluvioglacial deposits. The final deglaciation ends at about 13.2 ka, and peatlands start at the beginning of the Holocene.

Palabras clave: Glaciarismo; Deglaciación; Dataciones; Glaciolacustre; Cordillera Cantábrica.
Keywords: Glacial geomorphology; Deglaciation; Chronology; Glaciolacustrine; Cantabrian Mountains.

1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento sobre la cronología de la última glaciación en la Península Ibérica ha mejorado mucho en los últimos años (Oliva *et al.*, 2022). En la Cordillera Cantábrica se han datado algunos depósitos relacionados con fases de estabilización post-máximo, pero raramente se refieren al máximo avance glaciar (Frochoso *et al*., 2013; Moreno *et al*., 2010; Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2017, 2016; Santos-González *et al*., 2022a).

En la cabecera del río Sil se desarrolló el complejo glaciar más extenso, con numerosas lenguas transfluentes con un desarrollo de hasta unos 50 km en el valle principal (Santos-González *et al*., 2022b, 2013). Ese gran desarrollo favoreció la génesis de numerosos lagos como consecuencia de la obturación de valles laterales. Eso hace que haya un registro muy importante de sedimentos lacustres, unas veces con lagunas y turberas actuales, y otras en forma de depósitos glaciolacustres parcialmente erosionados por la incisión fluvial (Redondo Vega, 2002; Redondo Vega *et al*., 2006). En este trabajo se presentan los datos de 11 dataciones de carbono 14 de diversos depósitos relacionados con el proceso de deglaciación de la cuenca alta del río Sil.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El Alto Sil se encuentra al noroeste de la provincia de León, en la parte occidental de la Cordillera Cantábrica (Figura 1). Para este trabajo se han seleccionado 9 lugares repartidos por varios puntos de la cuenca a diversas altitudes (Tabla 1). Los más bajos se refieren a un depósito glaciolacustre apoyado sobre un till a 880 m en Páramo del Sil, y a depósitos fluvioglaciares a cotas de unos 900 m. Otros lugares se encuentran en depósitos glaciolacustres en valles laterales (BAY, MAT, BRO) y en tres turberas, una de ellas a 1454 m, y otras dos en el fondo de circos glaciares, a 1695 m, próximas al pico Valdeiglesia (que con 2136 m de altitud es el punto más elevado del área de estudio) y al pico Tambarón (2097 m). En el caso de COR, se tomaron 2 muestras a diferentes profundidades.

Tabla 1. Localización y resultados de las muestras analizadas.
Table 1. Location and results of sampled sites.

Código	Localidad	Altitud (m.s.n.m.)	Tipo de muestra	Profundidad (cm)	Edad (AP)
PAR1B	Páramo del Sil	880	Depósito glaciolacustre		42950 ± 564
PAR1	Páramo del Sil	880	Depósito glaciolacustre		42674 ± 440
RIE	Caboalles de Arriba	1454	Turbera	695	28025 ± 262
MAT	Matalavilla	970	Depósito glaciolacustre		24497 ± 277
BAY	Los Bayos	1400	Depósito glaciolacustre		16218 ± 154
ARG	Argayo del Sil	935	Depósito fluvioglaciar		13906 ± 117
COR1	Pico Valdeiglesia	1695	Turbera (sedimento lacustre)	616	13233 ± 68
COR2	Pico Valdeiglesia	1695	Turbera (inicio de turba)	593	11889 ± 80
BRO	Rioscuro	1090	Depósito glaciolacustre		11143 ± 68
PAL	Palacios del Sil	910	Depósito fluvioglaciar		8009 ± 44
LLAO	Pico Tambarón	1763	Laguna		6883 ± 92

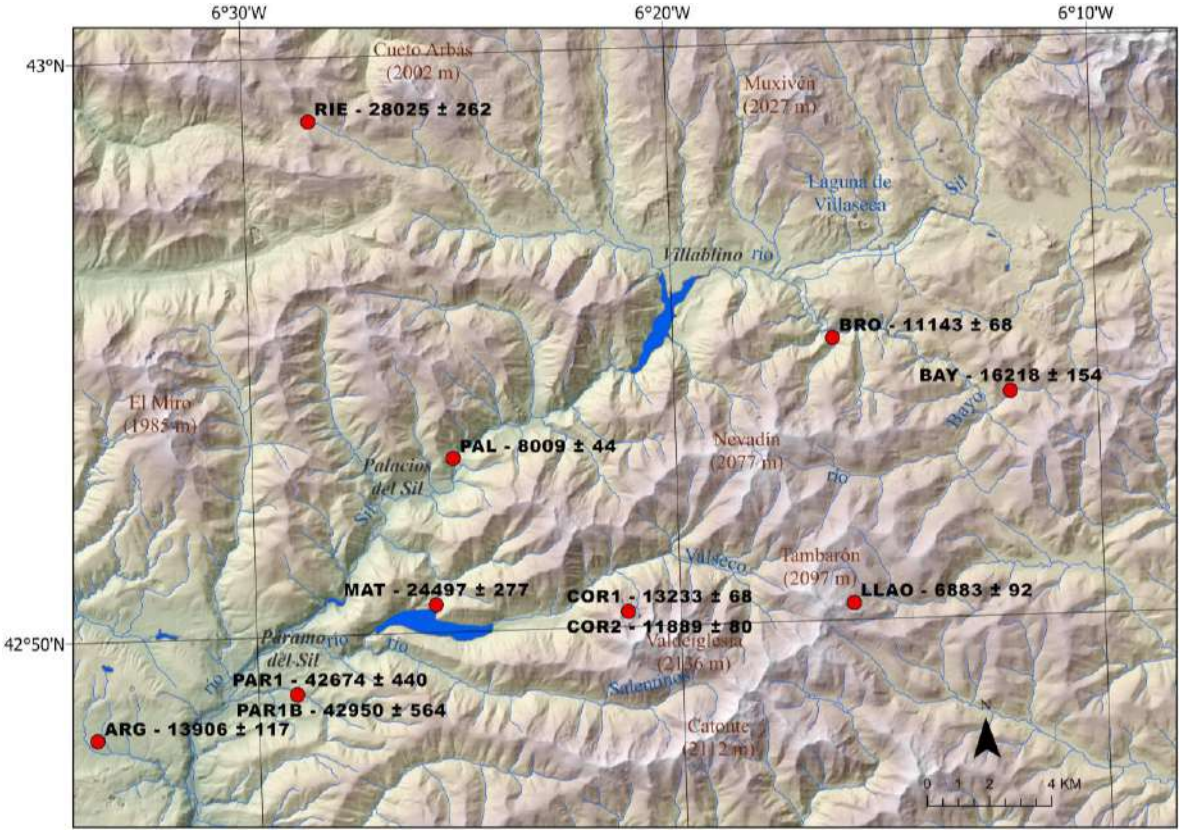


Figura 1. Mapa de localización y edad de las muestras citadas en el texto.
Figure 1. Location map and chronology of samples cited in the text.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

Se recogieron muestras de depósitos glaciolacustres en cortes naturales y antrópicos. En las turberas, se realizaron sondeos utilizando una barrena Eijkelkamp. De cada muestra se seleccionaron entre 50 y 100 gr que fueron analizadas en el Laboratorio de Beta Analytic ® en Estados Unidos. Las edades presentadas se refieren a edades calibradas antes del presente.

4. RESULTADOS

Los resultados muestran una secuencia de deglaciación en la cuenca del río Sil, con depósitos de diferentes edades. Las muestras PAR1 y PAR1B (Figura 2A) se refieren a la base de un depósito glaciolacustre apoyado sobre un till, en un valle lateral del glaciar principal del Sil, con una de 42.500-43.000 AP. La base de la turbera de Riegos (RIE) (Figura 2B), muestra una edad de 28.000 años en un valle orientado al sur, con morrenas laterales que indican lenguas más cortas que en el máximo avance. La muestra de Matalavilla (MAT) (Figura 2C) indica el comienzo de la sedimentación en el margen derecho del valle de Valseco, a una altitud de 970 m. La de Los Bayos (BAY) se refiere a un depósito semejante, aunque a mayor altitud (1400 m), y algo más reciente (Tabla 1).

La muestra ARG se refiere a un depósito fluvioglaciar en la zona del frente del glaciar del Sil, en un momento en el que el río Sil aún mantenía un relleno de depósitos muy importante, y ha sido datada en 14.000 AP.
En Braña Ronda el depósito glaciolacustre, con una edad de 11.100 AP, es de pequeñas dimensiones, con lo que no puede hacerse una reconstrucción geomorfológica detallada.
El depósito PAL se refiere a un depósito fluvial o fluvioglaciar sobre un umbral glaciar, aunque la edad obtenida (8000 AP) no concuerda con una dinámica glaciar.
El depósito COR1 se refiere a la base de una turbera a gran altitud (1695 m) en un circo orientado al norte (Figura 2D), indicando el final de deglaciación hacia el 13.200 AP, mientras que la muestra COR2 (11.800 AP) se refiere al inicio de la formación de la turbera.
Por último, el depósito LLAO está tomado en una laguna, pero no se alcanzó la base, por lo que los 6900 AP son solo una edad mínima.

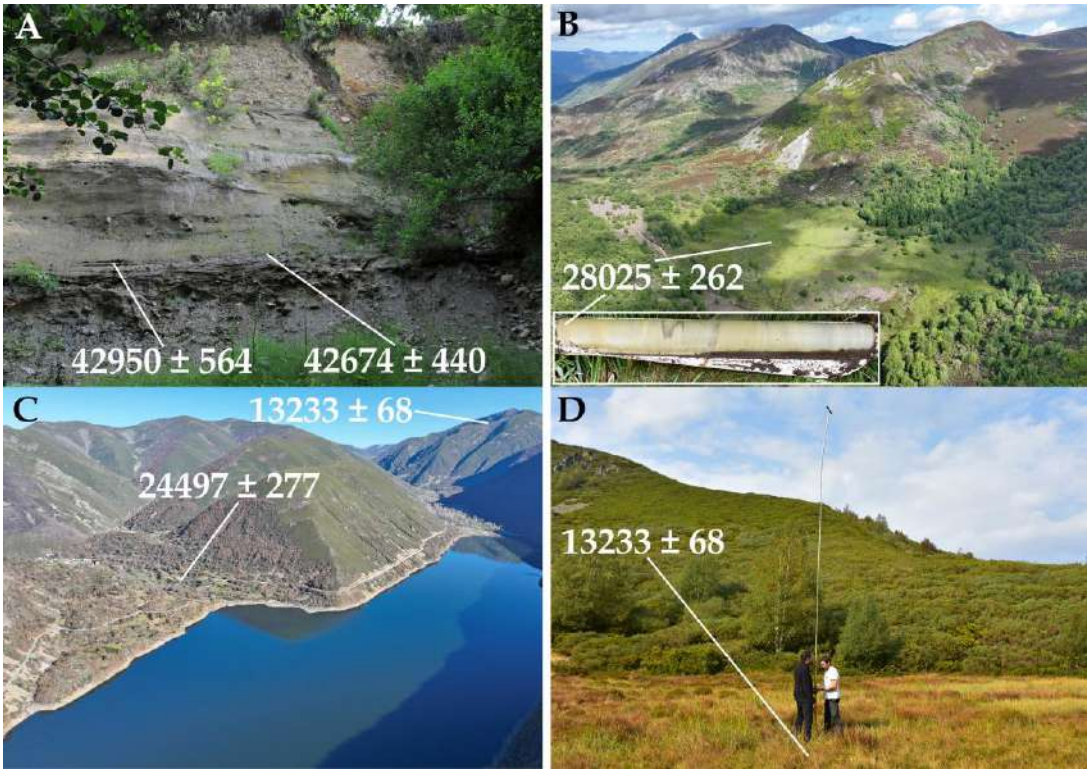


Figura 2. A) Depósito PAR1 y PAR1B. La sección visible es de unos 25 m, incluyendo un till en la base, un depósito glaciolacustre y otro fluvioglaciar. B) Vista de la turbera de Riegos y detalle del testigo, obtenido a casi 7 m de profundidad. C) Depósito de Matalavilla (MAT), en l margen derecha del valle de Valseco. Se indica la localización de la turbera del Corral (COR). D) Obtención de la muestra en la turbera del Corral, a 1695 m de altitud.
Figure 2. A) Deposit PAR1 and PAR1B. The visible section is about 25 m, including a till at the base, a glaciolacustrine deposit and a fluvioglacial deposit. B) View of the Riegos peat bog and detail of the core, obtained at almost 7 m depth. C) Matalavilla deposit (MAT), on the right size of the Valseco valley. The location of the Corral peat bog (COR) is indicated. D) Obtaining the sample in the Corral peat bog, at 1695 m altitude.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos muestran una evidencia clara de una deglaciación temprana en el valle del Sil, con la base de un depósito glaciolacustre, apoyada en till, generada en torno a 42.5-43.000 AP. Esta edad coincide con lo observado en la Laguna de Villaseca, donde se señalaba un retroceso glaciar previo a 44.000 AP (Jalut *et al*., 2010). También en Picos de Europa, Moreno *et al*. (2010) indicaron un retroceso glaciar anterior a 40.000 AP, y Serrano *et al*. (2012) a 38.000 AP. En la parte oriental de la Cordillera, Frochoso *et al*. (2013) señalaron un máximo en torno a 78-65.000 AP, con retroceso sobre el 45-40.000 AP. En Peña Prieta, las dataciones indicaban un máximo anterior a 35-40.000 AP (Serrano *et al*., 2013). El máximo puede relacionarse con condiciones frías y muy húmedas, que favorecieron un desarrollo glaciar en todas las orientaciones, con una ELA de en torno a 1500 m en este sector (Santos-González *et al*., 2013).
Las dataciones de RIE y MAT, de 28.000 y 24.500 AP, indican una deglaciación de algunos sectores, pero aún con lenguas importantes, de hasta más de 15 km, en los valles que se

alimentaban de circos orientados al norte, mientras en los valles orientados al sur la glaciación era menos importante. Ello puede relacionase con condiciones más secas, que generaban una disimetría en el desarrollo glaciar. Estas edades concuerdan con retrocesos en torno a 26.000-29.000 AP (Jalut *et al*., 2010; Moreno *et al*., 2010; Serrano *et al*., 2013).

En otro valle lateral, BAY, muestra un comienzo de la sedimentación hace 16.200 años, durante el Dryas Antiguo, aún con un glaciar de unos 8 km. En esa fase se han detectado algunas fases frías en otros sitios de la Cordillera Cantábrica (Moreno *et al*., 2010; Serrano *et al*., 2013, 2012). Por último, en la turbera del Corral, a 1695 m, comenzó la sedimentación glaciolacustre hace 13.200 años, lo que indica el final de la deglaciación al final del Dryas Antiguo. En la parte oriental de la Cordillera, las morrenas más elevadas fueron datadas en torno a 13.400 AP (Frochoso *et al*., 2013) y otros trabajos también señalan que las morrenas de los circos pudieron formarse durante ese periodo frío (Moreno *et al*., 2010; Serrano *et al*., 2013). En ese momento se formaron también numerosos glaciares rocosos (Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2017, 2016; Santos-González *et al*., 2022a). La datación COR2, indica el paso de condiciones lacustres a una turbera en 11.900 años, justo al comienzo del Holoceno.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por la Universidad de León, a través del proyecto "Rasgos ambientales, potencialidad de uso y dinámica geomorfológica en lagunas mineras del noroeste de España" (Ref.2022/00232/001).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Frochoso, M., González-Pellejero, R. y Allende, F. (2013). Pleistocene glacial morphology and timing of last glacial cycle in cantabrian mountains: New chronological data from the Asón area. *Central European Journal of Geosciences*, 5, 12–27.

Jalut, G., Turu i Michels, V., Dedoubat, J.J., Otto, T., Ezquerra, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., de Celis, A., Redondo-Vega, J.M., Vidal-Romaní, J.R. y 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.

Moreno, A., Valero-Garcés, B., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P. y 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.

Oliva, M., Palacios, D. y Fernández-Fernández, J.M. (Eds.). (2022). *Iberia, Land of Glaciers*. Elsevier.

Redondo Vega, J.M. (2002). El relieve glaciar de la Sierra de Gistredo (NW de la Cordillera Cantábrica, León). In J.M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R. B. González Gutiérrez y P. Carrera Gómez (Eds.), *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas* (pp. 105–136). Universidad de León.

Redondo Vega, J.M., González Gutiérrez, R.B., Santos-González, J. y Gómez Villar, A. (2006). Sedimentación glaciolacustre en la Montaña Cantábrica Leonesa. In A. Pérez-Alberti y J. López Bedoya (Eds.), *Geomorfología y territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología* (pp. 83–100). Universidade de Santiago de Compostela.

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R. y Bourlès, D. (2016). Chronology of glaciations in the Cantabrian Mountains (NW Iberia) during the Last Glacial Cycle based on in situ-produced 10Be. *Quaternary Science Reviews*, 138, 31–48.

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R. y 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.

Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., González-Gutiérrez, R.B. y 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.

Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., García de Celis, A., González-Gutiérrez, R.B. y Gómez-Villar, A. (2022a). The glaciers of the Leonese Cantabrian Mountains. In *Iberia, Land of Glaciers* (pp. 289–314). Elsevier.

Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Redondo-Vega, J.M., Gómez-Villar, A., Jomelli, V., Fernández-Fernández, J.M., Andrés, N., García-Ruiz, J.M., Peña-Pérez, S.A., Melón-Nava, A., Oliva, M., Álvarez-Martínez, J., Charton, J. y Palacios, D. (2022b). The origin and collapse of rock glaciers during the Bølling-Allerød interstadial: A new study case from the Cantabrian Mountains (Spain). *Geomorphology*, 401, 108112.

Serrano, E., González-Trueba, J.J. y 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.

Serrano, E., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., González-García, M. y Gómez-Lende, M. (2013). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 196, 65–82.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 127-130. ISBN: 978-84-10345-81-2

FLUCTUACIONES DE GLACIARES TROPICALES EN LA CORDILLERA BLANCA (PERÚ) VINCULADAS AL ENFRIAMIENTO BOREAL

Tropical glacier fluctuations in the Cordillera Blanca (Peru) linked to boreal cooling

José Úbeda[1,2], Regis Braucher[3], Swann Zerathe[4], Ronald Concha[4], Javier de Marcos[1], Pablo Masías[5], Joshua Iparraguirre[2], Pool Vásquez[2], Irene Schimmelpfennig[3], Gonzalo Luna[5], Mariette Bustamante[2], Rossella Gómez[2], ASTER Team[3]

1. Departamento de Geografía. Facultad de Geografía e Historia. Universidad Complutense de Madrid. Campus Moncloa. c/ Profesor Aranguren s/n. 28040 Madrid, España. joseubeda@ucm.es
2. Departamento de Ciencias de la Tierra. Guías de Espeleología y Montaña, España.
3. Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement, Francia.
4. Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, IRD, Univ. Gustave Eiffel, ISTerre, Francia.
5. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Perú.

Abstract: Thirty-seven ^{10}Be ages calculated using CREp online tool are presented for five moraine groups (M5-M1) southwest of Nevado Hualcan (Cordillera Blanca, Perú). Recalculated ages are also shown for other previously Cordillera Blanca published sites. Outliers due to cosmogenic inheritance or surface erosion were discarded. The new CREp chronology is consistent with itself and with the paleoclimatic context and suggests interhemispheric linkages between boreal cooling and tropical Andean humidity. This teleconnection appears driven by the strengthening of the South American Summer Monsoon (SASM) and the consequent Inter-tropical Convergence Zone (ITCZ) southward shift, likely caused by Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) disruptions.

Palabras clave: Edades glaciales, Cordillera Blanca, AMOC, SASM, CREp.
Keywords: Glacial ages, Cordillera Blanca, AMOC, SASM, CREp.

1. INTRODUCCIÓN

Los glaciares de la Cordillera Blanca (CB) están influenciados por la temperatura superficial del Pacífico tropical, resultando en un balance de masa glaciar más negativo durante El Niño y menos negativo durante La Niña (Vuille *et al.*, 2008), las fases positiva y negativa de El Niño-Southern Oscillation (ENSO).

Los espeleotemas de Pacupahuain (Kanner *et al.*, 2012), en los Andes peruanos, sugieren que el enfriamiento del Hemisferio Norte (HN) intensifica el Monzón Suramericano de Verano (SASM), desplaza hacia el sur la Zona de Convergencia Inter-tropical (ITCZ) y aumenta la humedad en los Andes Centrales. Esa teleconexión tiene que estar registrada en la evolución de los glaciares de la CB, porque están en las cabeceras de la cuenca amazónica.

El objetivo de este trabajo ha sido obtener una cronología glacial suficientemente larga, hasta ahora inexistente, para reconocer esas vinculaciones.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La CB es la mayor alineación de montañas con glaciares tropicales del mundo. Es una estructura en bloques controlada por una falla normal NW-SE (N140°) con buzamiento SW (35–40°, Hall *et al.*, 2024). La falla normal de la CB delimita dos sectores: hacia el este, bloques levantados (*horst*), con cumbres que alcanzan 5000-6000 m de altitud y están parcial o completamente cubiertas por glaciares. Al oeste, el graben del Callejón del Huaylas, que canaliza el río Santa hacia la costa del Pacífico.

El área de estudio de este trabajo está al suroeste del Nevado Hualcán (9°12'S, 77°31'W, 6122 m), un *horst* de granodioritas cuya área de cumbres está completamente cubierta por glaciares, que hacia el suroeste descienden hasta 4600 m de altitud. La presencia de morrenas más abajo demuestra que en el pasado esos glaciares descendieron desde las cumbres de Hualcán hasta altitudes mucho menores, incluso inferiores a 3500 m.

3. METODOLOGÍA

Las morrenas fueron cartografiadas y clasificadas en cinco grupos (M1-M5) de más jóvenes a más viejas. Se recogieron muestras en superficies de 40 bloques morrénicos y 2 lechos rocosos pulidos, evitando posibles efectos en la radiación cósmica de procesos de

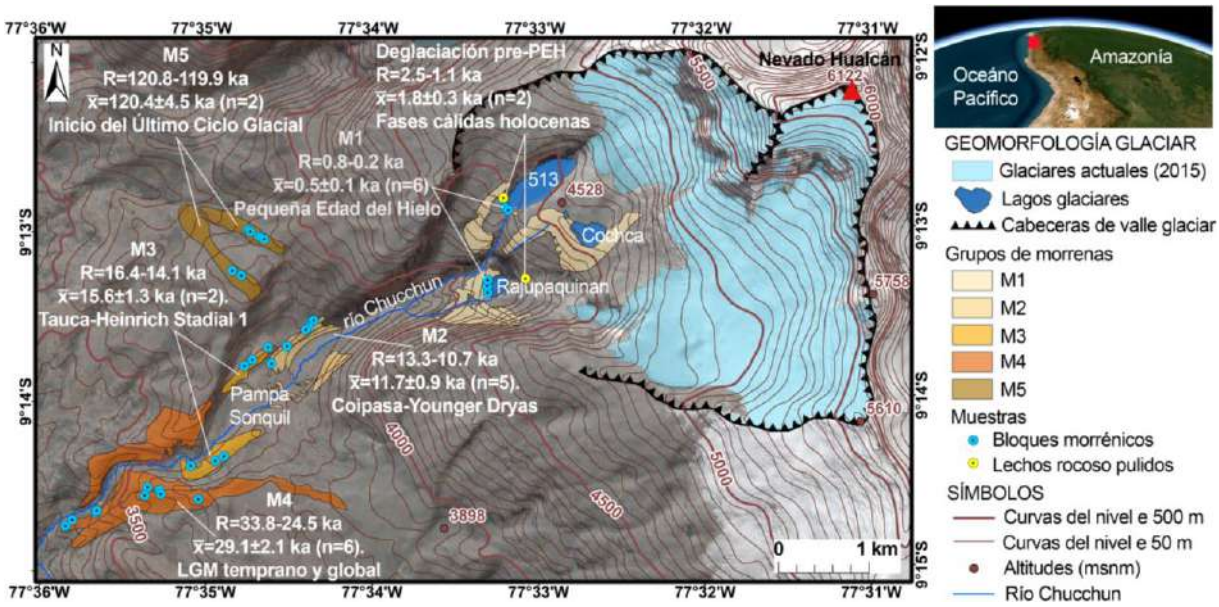


Figura 1. Morrenas y edades glaciales al suroeste de Hualcán: rango (R), promedio (x̄) y número de edades (n). Se indican las correlaciones de las edades y transgresiones de paleolagos en el actual Salar de Uyuni y/o eventos fríos boreales.
Figure 1. Moraines and glacial ages southwest of Hualcán: range (R), mean (x¯), and number of ages (n). Age correlations with paleolake transgressions in the present-day Salar de Uyuni and/or boreal cold events are indicated.

enterramiento/exhumación. Las muestras fueron trituradas, tamizadas y limpiadas con una mezcla de HCl y H_2SiF_6. El procedimiento implicó la purificación del cuarzo, eliminación del ^{10}Be atmosférico (Braucher *et al.*, 2015) y adición de una masa ponderada de una solución de ^{9}Be (3025±9 ppm, ~150 µl). El berilio se separó de las muestras mediante disolución, precipitación y paso por resinas aniónicas/catiónicas (DOWEX1X8/50WX8). El precipitado final se secó y calentó a 800ºC para obtener BeO, que se mezcló con niobio para medir la cantidad de átomos en el LNC2-ASTER (CEREGE). Los resultados (at/g de muestra) se transformaron en edades absolutas (ka) en la calculadora online CREp (Martín *et al.*, 2015: https://crep-dev.otelo.univ-lorraine.fr/#/) con las opciones: 1. LSD scalling scheme. 2. Atmosphere ERA40. 3. Geomagnetic Data base: LiftonVDM2016. 4. Production rate from the high Tropical Andes calibration sites: Huancané II moraines: 4.29±0.20 (at/g/yr); Azanaques fluvio-glacial fan delta: 4.17±0.17 (at/g/yr). Las mismas opciones se utilizaron para recalcular edades de otros sitios de la CB: Llaca, Cojup, Uquián y Guesgue (Farber *et al.*, 2005; Stansell *et al.*, 2017) y Jelluesh (Glasser *et al.*, 2009; Smith y Rodbell, 2010).

3. RESULTADOS

Para el suroeste de Hualcán se obtuvieron las siguientes cronologías ^{10}Be CREp (Figura 1), que se presentan indicando rango (R), promedio (x̄), número de edades (n) y edades *outlier* desechadas por herencia cosmogénica (O_{HC}) o erosión de las superficies muestreadas (O_{ES}):

Hualcán-M1
Diez muestras de las morrenas M1 (más altas y jóvenes), situadas ~1 km ladera abajo del frente actual de glaciares, cerrando las lagunas 513, Cochca y Rajupaquinan, indicaron seis edades para la cronología M1-Hualcán: R=0.8-0.2 ka; x̄=0.5±0.1 ka; n=6 (O_{HC}=4).

Lechos rocosos pulidos entre M1 y M2
Dos lechos rocosos pulidos, uno a ~100 m sobre Rajupaquinan y otro junto a la laguna 513, indicaron las edades 1.1±0.2 ka y 2.5±1.1 ka.

Hualcán-M2
Las morrenas M2 están en la desembocadura del arroyo Chucchun, que drena las lagunas 513, Cochca y Rajupaquinan, en Pampa Sonquil, a ~3600 m de altitud (Figura 1). En esas morrenas se recogieron siete muestras. Cinco edades permitieron deducir la cronología M2-Hualcán: R=13.3-10.7 ka; x̄=11.7±0.9 ka; n=5 (O_{HC}=2).

Hualcán-M3
En las morrenas M3, que cierran Pampa Sonquil, se recogieron seis muestras. Dos fallaron en el ASTER. Dos edades se utilizaron para la cronología M3-Hualcán: R=16.4-14.9 ka; x̄=15.6±1.3 ka; n=2 (O_{HC}=2; O_{ES}=2; A_{FAIL}=2).

Hualcán-M4
Las morrenas más bajas (M4) cubren las laderas que canalizan el arroyo Chucchun, más abajo de Pampa Sonquil (Figura 1). De diez muestras de la morrena lateral izquierda M4, seis edades definieron la cronología M4-Hualcán: R=33.8-24.5 ka; $\bar{x}$=29.1±2.1 ka; n=6 (O_{HC}=3; O_{ES}=1).

Hualcán-M5
Debido a la excavación glacio-fluvial, las morrenas más viejas están a ~200 m de altura sobre Pampa Sonquil, fuera del margen derecho del valle. De siete muestras en la morrena lateral derecha M5, dos edades indicaron la cronología M5-Hualcán: R=120.8-119.9 ka; $\bar{x}$=120.4±4.5 ka; n=2 (O_{ES}=4; A_{FAIL}=1).

5. DISCUSIÓN

Los isótopos de oxígeno de estalagmitas de la cueva Botuverá (Brasil) sugieren que la *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC) moduló la humedad de Suramérica tropical desde hace 90 ka, desplazando periódicamente la ITCZ hacia el sur (Wang *et al.,* 2007). Esa hipótesis es coherente con las nuevas cronologías ^{10}Be CREp de Hualcán y otros sitios de la CB, porque reflejan la influencia de las temperaturas del HN en las fluctuaciones glaciares andinas. Las nuevas edades ^{10}Be CREp CB son una cronología robusta: se ajustan entre sí y el conjunto se inserta coherentemente en el contexto paleoclimático. La estandarización M1-M5 permite establecer correlaciones entre áreas de estudio.

Morrenas M1
La cronología M1-Gueshgue (R=0.6-0.3 ka; $\bar{x}$=0.4±0.0 ka, n=2; O_{HC}=2), recalculada de Stansell *et al* (2017), es contemporánea a las edades M1-Hualcán y las dataciones por liquenometría de 24 glaciares de la CB (Jomelli *et al.,* 2008). En conjunto sugieren avances síncronos durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH), que los isótopos de oxígeno del glaciar Quelccaya (Thompsom *et al.,* 1985) sitúan en 1500-1890 dC. El aumento en la acumulación que propició la expansión de los glaciares pudo deberse a un desplazamiento de la ITCZ ~500 km al sur, impulsado por el enfriamiento del HN (Sachs *et al.,* 2009).

Deglaciación previa a M1
Las edades de lechos rocosos pulidos reflejan el retroceso de los glaciares más arriba de las lagunas 513 y Rajupaquinan, hace 3.6-0.9 ka, previo al reavance de la PEH.

Morrenas M2
La cronología M2-Hualcán es sincrónica con las nuevas edades recalculadas para M2-Gueshgue (R=13.5-9.6 ka; $\bar{x}$=11.2±0.5 ka, n=19; O_{RE}=1), de Stansell *et al* (2017), y M2-Jelluesh (R=12.4-11.5 ka ($\bar{x}$=11.9±0.5 ka, n=5), de Glasser *et al* (2009). En conjunto sugieren avances y/o estancamientos glaciares simultáneos en Hualcán, Gueshgue y Jelluesh, hace ~13.5-9.6 ka, contemporáneos a la transgresión del paleolago Coipasa, en el Salar de Uyuni, que sucedió en fase con el Younger Dryas (YD), posiblemente debido al movimiento hacia el sur de la ITCZ (Blard *et al*., 2011).

Morrenas M3
Las edades M3-Hualcán son síncronas con otras cronologías recalculadas para M3-Uquián (R=16.4-13.7 ka ($\bar{x}$=14.9±0.6 ka, n=8) y M3-Gueshgue (R=16.3-15.1 ka; $\bar{x}$=15.8±0.8 ka, n=3), con datos de Farber *et al.,* (2005), y M3-Jelluesh: (R=17.7-15.0 ka; $\bar{x}$=16.3±07 ka, n=12; O_{HC}=5; O_{RE}=1) de Glasser *et al.,* (2009) y Smith y Rodbell (2010). El conjunto indica avances y/o estancamientos glaciares simultáneos en Hualcán, Gueshgue y Jelluesh, hace ~18-14 ka, contemporáneos a la transgresión del paleolago Tauca en el Salar de Uyuni, que ocurrió en fase con el Heinrich Stadial 1 (HS1), tal vez debido a la migración hacia el sur de la ITCZ (Blard *et al.,* 2011).

Morrenas M4
Las edades M4-Hualcán y las nuevas cronologías M4-Llaca (R=27.6-17.8 ka; $\bar{x}$= 22.2 ±1.1 ka; n=11) y M4-Cojup (R=33.9-18.6 ka; $\bar{x}$= 27.6 ±1.7 ka; n=6), recalculadas de Farber *et al.,* (2005) indican que la última máxima extensión del hielo en la CB (MIE-CB) fue sincrónica con el *Last Glacial Maximum* temprano (*Early* LGM; ~34-26 ka), encontrado por Smith *et al*., (2005) cerca de los lagos Junín (~11ºS) y Titicaca (~16ºS), en fase con la máxima expansión de los grandes glaciares regionales y muchos glaciares de montaña (Clark *et al.,* 2009). La MIE-CB se prolongó durante el LGM deducido del mínimo nivel relativo del mar deducido por dos modelos independientes (LGM-RSL: ~26-19 ka; Lambeck *et al*., 2001; Yokoyama *et al*., 2000), sincrónicamente con la transgresión del paleolago Sajsi en el Salar de Uyuni, hace ~25-18 ka (Blard et al 2011).

Morrenas M5

Las morrenas M5-Hualcán se depositaron hace ~120 ka, al comienzo del Último Ciclo Glacial, durante la transgresión Ouki en el Salar de Uyuni (~130-90 ka; Placzek *et al.*, 2013). M5-Hualcán está sustentada en pocas edades (n=2) pero es coherente con la contracción/expansión de los glaciares tropicales andinos cada ~100 ka (Rodbell et al 2022), en fase con la excentricidad orbital.

CONCLUSIONES

Se encontraron avances y/o estancamientos glaciares en la CB al comienzo del Último Ciclo Glacial (~120 ka); desde el LGM temprano hasta el LGM-RSL (~33-19 ka) y durante los eventos fríos boreales HS1 (~18-14 ka), YD (~13-11 ka) y PEH (~0.8-0.2 ka). Existe una vinculación de la humedad tropical con el enfriamiento del HN, debida a interrupciones o debilitamientos de la AMOC, que reforzaron el SASM, desplazaron hacia el sur la ITCZ y causaron balance de masa positivo en los glaciares peruanos.

AGRADECIMIENTOS

Investigación financiada por los proyectos CONCYTEC-INGEMMET 144-2015 e INGEMMET GA51 'Criosfera y cambio climático', con la cooperación de Guías de Espeleología y Montaña, gracias al apoyo de la empresa Canal de Isabel II.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Blard, P.H., Sylvestre, F., Tripati, A.K., Claude, C., Causse, C., Coudrain, A., Condom, T., Seidel, J.L., Vimeux, F., Moreau, C., Dumoulin, J.P. y Lavé, J. (2011). Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: New insights from ^{14}C, U-Th dating and $\delta^{18}O$ of carbonates. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3973–3989.

Braucher, R., Guillou, V., Bourlès, D.L., Arnold, M., Aumaître, G., Keddadouche, K. y Nottoli, E. (2015). Preparation of ASTER in-house $^{10}Be/^{9}Be$ standard solutions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms 361, 335–340.

Clark, P.U.; Dyke, A.S.; Shakun, J.D.; Carlson, A.E.; Clark, J.F.; Wohlfarth, B.; Mitrovica, J.X.; Hostetler, S.W. y Mc Cabe, A.M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325, 710–714.

Farber, D.L., Hancock, G.S., Finkel, R.C. y Rodbell, D.T. (2005). The age and extent of tropical alpine glaciation in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Quaternary Science*, 20, 759–776.

Glasser, N.F., Clemmens, S., Schnabel, C., Fenton, C.R. y McHargue, L. (2009). Tropical glacier fluctuations in the Cordillera Blanca, Peru between 12.5 and 7.6 ka from cosmogenic ^{10}Be dating. *Quaternary Science Reviews*, 28, 3448–3458.

Hall, S.R., Rodríguez Padilla, A.M. y Hodson, K.R. y Audin, L. (2024). Geology and Tectonic Setting of the Cordillera Blanca. En: Vilímek, V., Mark, B. y Emmer, A. (eds) *Geoenvironmental Changes in the Cordillera Blanca, Peru*. Geoenvironmental Disaster Reduction. Springer.

Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein, D. y Solomina, O. (2008). Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology. *Geomorphology*, 93 (3–4): 201-212,

Kanner, L.C., Burns, S.J., Cheng, H. y Edwards, R. (2012). High-Latitude Forcing of the South American Summer Monsoon During the Last Glacial. *Science* 335, 570–573.

Lambeck, K. y Chappell, J. (2001). Sea Level Change through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292, 679–686.

Martin, L.C.P., Blard, P.H., Lavé, J., Braucher, R., Lupker, M., Condom, T., Charreau, J., Mariotti, V., ASTER Team y Davy, E. (2015). In situ cosmogenic ^{10}Be production rate in the High Tropical Andes. *Quaternary Geochronology*, 30: 54-68.

Placzek, C.J., Quade, J. y Patchett, P.J. (2013). A 130ka reconstruction of rainfall on the Bolivian Altiplano, Earth and Planetary Science Letters,363: 97-108

Rodbell, D.T., Hatfield, R.G., Abbott, M.B., Chen, C.Y., Woods, A., Stoner, J.S., McGee, D., Tapia, P.M., Bush, M., Valero-Garcés, B.L., Lehmann, S.B., Mark, S.Z., Weidhaas, N.C., Hillman, A.L., Larsen, D.J., Delgado, G., Katz, S.A., Solada, K.E., Morey, A.E., Finkenbinder, M., Valencia, B., Rozas-Davila, A., Wattrus, N., Colman, S.M., Bustamante, M.G., Kück, J. y Pierdominici (2022). 700,000 years of tropical Andean glaciation. *Nature*, 607, 301–306.

Sachs, D., Smittenberg, R. H., Zhang, Z., Battisti, D. S., Golubic, S. (2009). Southward movement of the Pacific intertropical convergence zone AD 1400–1850. *Nature Geoscience*, 554, 1-7.

Smith, J.A. y Rodbell, D.T. (2010). Cross-cutting moraines reveal evidence for North Atlantic influence on glaciers in the tropical Andes. *Journal of Quaternary Science*, 25, 243–248.

Smith, J.A., Seltzer, G.O., Farber, D.L., Rodbell, D.T., Finkel, R.C. (2005). Early Local Last Glacial Maximum in the Tropical Andes. *Science*: 308: 678-681.

Stansell, N.D., Licciardi, J.M., Rodbell, D.T., Mark, B.G. (2017). Tropical ocean-atmospheric forcing of Late Glacial and Holocene glacier fluctuations in the Cordillera Blanca, Peru. *Geophysical Research Letters*, 44, 4176–4185.

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E.E., Dansgaard, W., Grootes, P.M. (1985). The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. Science, 234: 361-364.

Vuille, M., Kaser, G., Juen, I. (2008). Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. Global and Planetary Change, 62, 14–28.

Wang, X., A.S. Auler, R.L. Edwards, H. Cheng, E. Ito, Y. Wang, X. Kong, Solheid, M. (2007). Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. Geophysical Research Letters, 34, L23701.

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. y Fifield, K.L. (2000). Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406, 713–716.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 131-134. ISBN: 978-84-10345-81-2

DE LOS GLACIARES A LOS BOFEDALES: LA RUTA DEL AGUA CRIOGÉNICA PARA LA SUBSISTENCIA DE LAS COMUNIDADES ALTOANDINAS

From glaciers to wetlands: the cryogenic water route for the survival of high Andes communities

M. Valcárcel[1], X. Pontevedra-Pombal[2], J. Ubeda Palenque[3], J. de Marcos García-Blanco[3], R, Pellitero[4], J. López-Bedoya[1], P. Masias[5], A. Aguilar[6], P. Vásquez[6]

1.Departamento de Xeografía (GEMAP-CISPAC), Universidade de Santiago de Compostela, Praza da Universidade nº1, Santiago de Compostela, A Coruña, 15782, España. marcos.valcarcel@usc.es
2.Departamento de Edafoloxía e Química Agrícola (GEMAP-CISPAC), Universidade de Santiago de Compostela, Campus Vida, Santiago de Compostela, A Coruña, 15782, España.
3.Departamento de Geografía, Universidad Complutense de Madrid, España.
4. Departamento de Ciencias de la Tierra, Guías de Espeleología y Montaña, Casilla del Mortero, 28189 Torremocha de Jarama, Madrid, España.
5. Departamento de Geografía, Universidad Nacional de Educación a Distancia, P.º de la Senda del Rey 7, 28040 Madrid, España.
6. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Avenida Canadá 1470, San Borja 15034, Perú.

Abstract: At 6,377 m elevation, the Coropuna volcanic complex in the Peruvian Andes hosts the largest tropical glacier system (40 km² as of 2024). Cosmogenic exposure dating indicates that circa 14 ka, its glaciers descended below 4,000 m, coinciding with paleolake transgressions and a climate 6.4 °C colder and more humid. During the Holocene, permafrost developed in headwater zones following glacial retreat, linked to ENSO phases. Presently, the cryosphere sustains high-altitude peatlands (bofedales) between 4,700 and 4,900 m, which regulate water storage and supply and sequester carbon. This study investigates the interplay among glaciers, permafrost, and bofedales within an arid mountainous landscape inhabited by ancestral communities.

Palabras clave: Permafrost, bofedales altoandinos, dinámica de la criosfera, turberas tropicales, regulación de recursos hídricos.
Keywords: Permafrost, High-Andean Bofedales, Cryosphere Dynamics, Tropical Peatlands, Water Resource Regulation.

1. INTRODUCCIÓN

La región alta andina constituye un enclave único donde los procesos criosféricos y las dinámicas de los humedales de altura interactúan de manera compleja y determinante para el ciclo hídrico y la dinámica ecosistémica del paisaje. En el sector suroccidental de los Andes peruanos, el complejo volcánico Coropuna (6377 m s. n. m.) aloja el sistema glaciar tropical más extenso del planeta (40 km² en 2024), cuyas cubiertas de hielo han registrado episodios de avance y retroceso vinculados a variaciones climáticas globales desde el Pleistoceno (Rodbell *et al.*, 2022). Dataciones de exposición cosmogénica han demostrado que alrededor de 14 ka los glaciares de Coropuna descendieron por debajo de los 4000 m, en paralelo a las transgresiones de paleolagos en el Altiplano boliviano (Úbeda *et al.*, 2018; Blard *et al.*, 2009) y a un desplazamiento meridional de la Zona de Convergencia Intertropical impulsado por el enfriamiento del hemisferio norte Reconstrucciones paleo-ELA sugieren una depresión de ~1 000 m, indicativa de condiciones ~6,4 °C más frías y precipitaciones 1,2–2,8 veces superiores a las actuales (Blard *et al.*, 2009; 2011).

Durante el Holoceno, el retroceso glaciar y las variaciones de la fase ENSO favorecieron el desarrollo de permafrost en las áreas de cabecera (Vuille *et al.*, 2008; Yoshikawa *et al.*, 2020), generando un ambiente frio que contribuye al origen y mantenimiento de turberas de alta montaña—los bofedales—entre 3800 y 4900 m. Estas turberas, dominadas por especies como *Distichia muscoides* y *Oxychloe andina*, actúan como esponjas naturales: almacenan agua

en la temporada húmeda y la liberan durante la estación seca, regulando recursos hídricos críticos para la ganadería, la fauna y las comunidades ancestrales del Altiplano.

El presente trabajo se propone: (i) caracterizar las evidencias geomorfológicas de la interacción entre permafrost y génesis de bofedales; (ii) analizar el aporte hídrico de la criosfera al balance estacional de estos ecosistemas; y (iii) evaluar las consecuencias de la degradación del permafrost y del retroceso glaciar sobre la resiliencia de los bofedales en un escenario de cambio climático. De este modo, se pretende aportar un marco conceptual que promueva la gestión sostenible de los recursos hídricos en las cuencas altoandinas, alineando la investigación científica con las necesidades de las comunidades locales.

2. HISTORIA DE LOS GLACIARES DE COROPUNA

Las reconstrucciones geocronológicas basadas en exposiciones cosmogénicas han permitido establecer que durante el Pleistoceno tardío el complejo Coropuna experimentó múltiples fases de expansión y retroceso glaciar. En particular, Rodbell *et al.* (2022) documentan un patrón cíclico de aproximadamente 100 ka, vinculado con la sedimentación proglaciar del lago Junín, que refleja variaciones climáticas de gran escala. Hacia 14 ka, los glaciares descendieron por debajo de los 4000 m de altitud, coincidiendo con el episodio húmedo de la fase Tauca en el Altiplano boliviano (Úbeda *et al.,* 2018; Blard *et al.*, 2009), y con un desplazamiento meridional de la Zona de Convergencia Intertropical impulsado por el enfriamiento del hemisferio norte.

3. DINÁMICAS DEL PERMAFROST EN EL HOLOCENO

Tras el retroceso de los hielos, las áreas de cabecera de Coropuna desarrollaron permafrost bajo condiciones de alta albedo y exposición sur. Vuille, *et al.* (2008) identificaron que la inestabilidad de balance de masa glaciar en la Cordillera Blanca está estrechamente relacionada con la variabilidad de la circulación global, particularmente eventos ENSO. Más recientemente, Yoshikawa *et al.,* (2020) confirmaron la presencia de permafrost activo por encima de los 4500 m, demostrando la sensibilidad térmica de estos suelos frente a las oscilaciones de El Niño–Southern Oscillation.

4. HIDROLOGÍA DE LOS BOFEDALES ALTOANDINOS

Los bofedales funcionan como esponjas hidrológicas que regulan el suministro de agua durante las estaciones seca y húmeda. La infiltración y recarga subterránea asociadas al descongelamiento del permafrost alimentan estas turberas, que pueden alcanzar espesores de hasta 10 m en valles encajados. Su capacidad de almacenamiento estacional resulta esencial para mantener el caudal base de arroyos y ríos secundarios, tal como evidencian los estudios de campo en el Altiplano peruano.

La interdependencia entre glaciares, permafrost y turberas se manifiesta en el aporte continuo de agua y el control térmico del sustrato, factores críticos para la fenología de especies dominantes (e.g., *Distichia muscoides*). Blard *et al.,* (2011) muestran que los picos de nivel de paleolagos coincidentes con Heinrich 1 y Younger Dryas estuvieron acompañados de elevados aportes hidrológicos que favorecieron la formación de extensos humedales, sugiriendo analogías con procesos actuales de degradación glaciar y permafrost.

El calentamiento global y la intensificación de eventos extremos de ENSO amenazan la estabilidad de la criosfera y, por ende, la resiliencia de los bofedales. La disminución del permafrost reduce la regulación térmica del suelo, acelerando la degradación de turberas y alterando su capacidad de retención hídrica. Estudios recientes advierten que la pérdida de cobertura glaciar y el ascenso del límite inferior permafrost podrían comprometer la disponibilidad de agua para comunidades ancestrales y sistemas ecológicos de altitud (Yoshikawa *et al.,* 2020).

5. IMPLICACIONES ALTITUDINALES Y RESILIENCIA DEL PERMAFROST.

Frente al rápido retroceso de los glaciares en Coropuna, los suelos congelados pueden mostrar una resiliencia notable al actuar como almacenamiento activo de agua, un reservorio hasta ahora poco cuantificado en la hidrología de altura. Mientras que la mayor parte de la pérdida de masa glaciar se atribuye a la sublimación directa, el escaso deshielo que se produce se infiltra en los sustratos volcánicos altamente permeables, generando como consecuencia una muy escasa escorrentía superficial.

Este proceso convierte al permafrost en el intermediario indispensable: el agua fundida penetra hasta el límite inferior de impermeabilidad del suelo congelado y aflora en sus bordes externos. En Coropuna, estas surgencias se localizan alrededor de 4900 m en la cara norte y aproximadamente a 4700 m en la más fría cara sur, coincidiendo con la cota más alta de los bofedales (Figura 1). De este modo, el permafrost no solo modera el suministro estacional de agua, sino que actúa como un colchón frente a la variabilidad climática, garantizando flujos sostenidos durante la estación seca.

En un ambiente tan árido esta interacción con el permafrost se torna esencial para mantener los bofedales por debajo de su límite inferior (~4900-4700 m). Además, este reservorio subterráneo compensa la reducción de escorrentía superficial, y eventualmente amortiguando los efectos de episodios extremos de sequía o de oscilaciones ENSO sobre los humedales altoandinos. Por tanto, la conservación y monitoreo del permafrost emergen como prioridades para asegurar la estabilidad hídrica y ecológica de estos ecosistemas vulnerables.

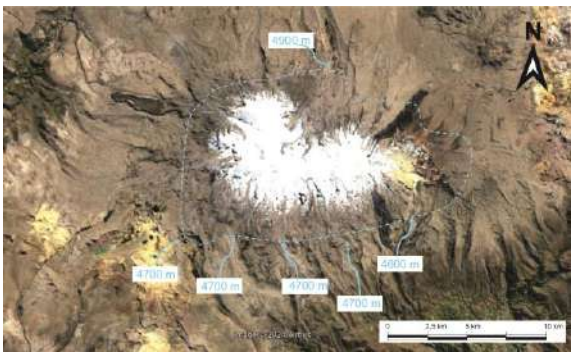


Figura 1. Posible relación entre el límite inferior del permafrost estimado y la localización de los bofedales que rodean Coropuna. Las cotas se corresponden con el inicio de los Bofedales y están por debajo del límite inferior del Permafrost calculado con mediciones de temperatura del suelo medida en profundidad (Yoshikawa et al, 2020).

Figure 1. Possible relationship between the estimated lower limit of permafrost and the location of the bofedales surrounding Coropuna. The elevations correspond to the start of the bofedales and are below the lower limit of permafrost calculated using soil temperature measurements in boreholes (Yoshikawa et al, 2020).

6. CONCLUSIONES

El permafrost del complejo Coropuna emerge como un reservorio clave en un entorno de retroceso glaciar acelerado, al almacenar y modular la liberación estacional de aguas de fusión frente a la sublimación predominante de la masa de hielo. La infiltración de ese limitado deshielo en sustratos volcánicos altamente permeables y su conexión subterránea hasta el límite impermeable del permafrost —donde aflora a unos 4 900 m en la vertiente norte y 4 700 m en la sur— garantizan la recarga continua de los bofedales altoandinos. Este corredor altitudinal en el que coexisten dinámicas glaciales, suelos congelados y turberas, resulta especialmente sensible en el contexto del cambio climático. Por ello, la conservación y el monitoreo sistemático del permafrost y los bofedales se presentan como estrategias imprescindibles para mantener la funcionalidad hídrica y ecológica de estos, así como para asegurar el suministro de agua a comunidades y ecosistemas altoandinos en un contexto de cambio climático.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer al personal de AEDES en Perú su ayuda para la realización de este trabajo, así como a las comunidades campesinas de Tuhuallque y Rio Blanco (Pampacolca, provincia de Castilla en el departamento de Arequipa) por su apoyo en los trabajos de campo. Este trabajo ha sido realizado con la financiación aportada por el proyecto “Evaluación del impacto del cambio climático en humedales altoandinos para diseñar estrategias de adaptación para comunidades locales vulnerables (Puna resiliente): Ensayo piloto en el nevado Coropuna (Perú). Xunta de Galicia (Oficina de Cooperación Internacional, convocatoria para el año 2023). Código de procedimiento PR803D.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Blard, P.-H., Lavé, J., Farley, K.A., Fornari, M., Jiménez, N. y Ramirez. V. (2009). Late local glacial maximum in the Central Altiplano triggered by cold and locally-wet conditions during the paleolake Tauca episode (17–15ka, Heinrich 1). *Quaternary Science Reviews*, 28, 27–28, 3414-3427 https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.09.025.

Blard, P.-H., Sylvestre, F., Tripati, A.K., Claude, C., Causse, C., Coudraing, A., Condom, T., Seidel, J.-L., Vimeux, F., Moreau, C., Dumoulin, J-P y Lavé, J. (2011). Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: New insights from 14C, U-Th dating and d18O of carbonates. *Quaternary Science Reviews*. 30, 3973–3989 https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.11.001

Rodbell, D. T. Hatfield, R. G. Abbott, M. B. Chen, C. Y. Woods, A. Stoner, J. S. McGee, D.. Tapia, P. M Bush, M. Valero-Garcés, B. L.. Lehmann, S. B Mark, S. Z.Weidhaas, N. C. Hillman, A. L. Larsen, D. J. Delgado, G. Katz, S. A. Solada, K. E. . Morey, A. E Finkenbinder, M. Valencia, B. Rozas-Davila, A. Wattrus, N. Colman, S. M. Bustamante, M. G. Kück J. y Pierdominici, S. (2022). 700,000 years of tropical Andean glaciation. *Nature* 607, 301–306 https://doi.org/10.1038/s41586-022-04873-0.

Úbeda, J., Bonshoms, M., Iparraguirre, J., Sáez, L., De la Fuente, R., Janssen, L., Concha, R., Vásquez, P. y Masías, P. (2018). Prospecting Glacial Ages and Paleoclimatic Reconstructions Northeastward of Nevado Coropuna (16° S, 73° W, 6377 m), Arid Tropical Andes. *Geosciences*. 8, 307. https://doi.org/10.3390/geosciences8080307.

Vuille, M., Kaser, G., Juen, I. (2008). Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. *Global Planet Change* 62, 14–28. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.11.003

Yoshikawa K., Úbeda J., Masías P., Pari, W., Apaza, F., Vásquez, P., Ccallata, B., Concha, R., Luna, G., Iparraguirre, J., Ramos, I., De la Cruz, G., Cruz, R., Pellitero, R. y Bonshoms, M. (2020). Current thermal state of permafrost in the southern Peruvian Andes and potential impact from El Niño–Southern Oscillation (ENSO). *Permafrost and Periglacial Processes*, 31: 598–609. https://doi.org/10.1002/ppp.2064

Geomorfología fluvial



Tramo bajo del río Nalón en el municipio de Candamo (Asturias). En primer término, una barra de meandro con sedimento grueso transportado como carga de fondo.
Fotografía de María Elena Fernández Iglesias.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 137-140. ISBN: 978-84-10345-81-2

GEOMORFOLOGÍA E HISTORIA FLUVIAL DE LAS INUNDACIONES DEL RÍO HUEBRA

Geomorphology and fluvial history of floods of the Huebra river

Raquel Cerezo Mayoral[1], Carlos Sánchez-García[2], Pablo Hita Aragonés[2], Marcos Francos[3], Manuel Abad[1] y Tatiana Izquierdo[1]

1. Grupo de investigación en Dinámica de la Tierra y Evolución del Paisaje de la Universidad Rey Juan Carlos, c/ Tulipán s/n, Móstoles (Madrid), 28933, r.cerezo.2021@alumnos.urjc.es
2. Departamento de Geografía, Universidad Autónoma de Madrid, C/ Francisco Tomas y Valiente 1, Madrid 28049.
3. Departamento de Geografía, Universidad de Salamanca, C/Cervantes s/n, Salamanca 37002.

Abstract: This study assesses the potential of a section of the Huebra river (western Spain) for paleoflood research. Through the analysis of historical flood records and detailed geomorphological mapping, several areas between Cerralbo and Encinasola de los Comendadores have been identified as suitable for the preservation of flood sediments. The integration of documentary sources and fieldwork supports the hypothesis of recurrent overbank flooding. These findings lay the groundwork for future sedimentological studies aimed at reconstructing extreme hydrological events and understanding the long-term dynamics of the southern tributaries of the Duero river.

Palabras clave: Inundaciones históricas, paleoinundaciones, cartografía geomorfológica, río Huebra.
Keywords: Historical floods, paleofloods, geomorphology cartography, Huebra river.

1. INTRODUCCIÓN

Las inundaciones fluviales son el riesgo natural que más daños económicos produce anualmente en el planeta (Sánchez-García y Schulte, 2025), por lo que constituyen un fenómeno de gran interés para la sociedad. En este sentido, el estudio de eventos hidrológicos extremos poco frecuentes (inundaciones catastróficas) permite reconstruir la historia hidrológica de un río (Barriendos *et al.,* 2019; Sánchez-García *et al.,* 2023). La importancia de este tipo de eventos extremos ha suscitado un gran interés haciendo que se haya analizado en multitud de estudios y en una amplia variedad de áreas geográficas (Schulte *et al.,* 2015; Blöschl *et al.,* 2020; Izquierdo *et al*., 2024). Para el análisis de dichas inundaciones se han empleado múltiples enfoques o métodos, como la documentación escrita (Sánchez-García *et al.,* 2019; Sánchez-García y Schulte, 2025), las fuentes históricas e instrumentales (Balasch *et al.,* 2019), o el análisis sedimentológico (Benito *et al.,* 2003), aportando información clave sobre las paleoinundaciones.

Los objetivos de este estudio son: (i) analizar de forma multidisciplinar las inundaciones históricas del río Huebra; (ii) elaborar la cartografía geomorfológica de la zona de estudio a su paso por el municipio de Cerralbo (Salamanca) y localizar las mejores zonas para realizar los sondeos sedimentarios; y (iii) reconstruir, a partir de los datos obtenidos en las fases anteriores, una serie completa de paleoinundaciones basada en el registro sedimentológico.

Área de estudio

La zona de estudio se localiza en la submeseta norte, en el sector suroccidental de Castilla y León (España) (Figura 1). Presenta un clima mediterráneo, con influencia oceánica en su franja suroccidental.

Se distinguen actualmente cuatro grandes unidades de paisaje (Francos *et al.,* 2024): a) la dehesa del Campo Charro, que se extiende por el sector central; b) campos agrícolas con predominio de secano, dominante en el noreste de la provincia; c) las Arribes, que conforman el límite noroeste; y d) las Sierras, situadas en el sur. Este estudio se centra en la red hidrográfica de la zona de transición entre el campo agrícola y las Arribes, concretamente en el entorno de los municipios de Cerralbo, Guadramiro, Encinasola de los Comendadores y Villasbuenas, atravesados por el río Huebra.

El río Huebra es un afluente menor por la margen izquierda del río Duero, con un recorrido de 123 km desde su nacimiento en Escurial de la Sierra (Salamanca). En el tramo que atraviesa la zona de estudio el valle del Huebra se encuentra controlado por la geología regional, especialmente por el contacto entre los granitos variscos, de edad Carbonífero, con el Complejo Esquisto-Grauvaquico del Precámbrico. Estos materiales metamórficos forman bandas anchas orientadas E-O compuestas por esquistos, pizarras, metareniscas y cuarcitas. La naturaleza geológica de los materiales justifica el fuerte estrechamiento del cauce fluvial del río Huebra y su marcado encajamiento en el sustrato, producidos por los movimientos tectónicos alpinos que dan lugar al paso de la cuenca de un régimen endorreico a otro exorreico durante el Oligoceno y Néogeno (Villar *et al.*, 1990). La dirección del valle aparece así condicionada principalmente por los contactos geológicos entre rocas ígneas y metamórficas antes mencionados, aunque algunos segmentos del trazado fluvial parecen estar fuertemente controlado por la familia de fallas probablemente más reciente, N100-120°E.

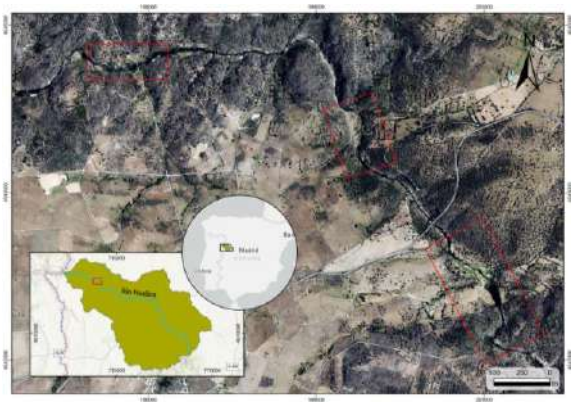


Figura 1. Localización de las áreas de estudio (rectángulos rojos) dentro de la cuenca del río Huebra, afluente del Duero. De oeste a este: zona 1, zona 2 y zona 3.
Figure 1. Location of the study areas (red rectangles) within the Huebra river basin, a tributary of the Duero river. From west to east: zone 1, zone 2 and zone 3.

Es, precisamente, en las zonas de contacto entre unidades geológicas, o en el que el valle es cortado por fallas de esta dirección, donde el cauce se experimenta ligeros ensanchamientos y se producen condiciones favorables para la acumulación lateral de sedimentos aluviales, asociados a los desbordamientos recurrentes del río durante episodios de crecida, que son objeto de estudio en este trabajo.

2. MÉTODOS

Archivos históricos

Para la correcta interpretación de los sedimentos se ha optado, primeramente, por analizar la información histórica disponible de las inundaciones que pueden haber afectado al área de estudio. De esta manera, se ha realizado un vaciado bibliográfico del *Catálogo de Inundaciones Históricas* (DGPC, 2011), donde se encuentran registros desde el siglo XV hasta la actualidad. También, de forma paralela, se realizó una búsqueda en la hemeroteca de los principales periódicos regionales y nacionales, tales como "*El Abadengo*", "*Las Arribes al día*", "*El País*", "*ABC*" o "*El Mundo*", con las palabras clave "*inundación*", "*riada*" y, "*avenida*".

Cartografía geomorfológica y trabajo de campo

Se seleccionaron tres sectores del cauce del río Huebra en su tramo bajo por su potencial geomorfológico para preservar depósitos de inundación (Figura 1; Benito *et al.*, 2020). Se utilizó la ortofoto más reciente disponible del PNOA (IGN) con una resolución espacial de 0,25 m y fecha de julio de 2023 como mapa base para la cartografía geomorfológica. Además, se descargó la nube de puntos LiDAR de la 2ª Cobertura (2019) que se integró en un Sistema de Información Geográfica (SIG) en el software ArcGIS Pro (ESRI; *Environmental Systems Research Institute*) para generar los ráster de pendientes, orientación y sombreado que ayudaron a la identificación y delimitación de las geoformas. La cartografía geomorfológica realizada mediante fotointerpretación fue comprobada en campo durante una campaña realizada los días 20 y 21 de marzo a la zona de estudio. Finalmente, se procedió a la digitalización de los mapas.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Inundaciones históricas

Se han podido documentar un total de 15 inundaciones que pueden haber afectado a las áreas de estudio escogidas para el análisis de paleoinundaciones. La mayor parte de las inundaciones han afectado de manera simultánea a los ríos Águeda y Tormes, dando lugar a daños en poblaciones cercanas a los ríos en las zonas bajas de las riberas.

Las inundaciones históricas que afectaron directamente al área de estudio ocurrieron en 1626 y en 1909. De la primera, se sabe que afectó a todas las cuencas cercanas con importantes daños, al menos, en Ciudad Rodrigo y en Salamanca y la segunda, afectó a todas las cuencas de la región afectando de una manera muy cuantiosa a las riberas de los ríos Huebra y Yeltes (afluente del río Huebra).
Estas dos, siguiendo las descripciones halladas en el CNIH, son las que han causado más daño en el área de estudio, aunque se han revisado registros en otros 6 años, todos ellos ocurridos durante el siglo XX (1910, 1924, 1930, 1941, 1943 y 1963). Estos datos se deberán corroborar en los archivos históricos para realizar un segundo punto de información y aceptarlos como válidos.

Geomorfología y Sedimentología

La zona se caracteriza por modelados de tipo fluvial, principalmente caracterizado por el fuerte encajamiento del cauce sobre el sustrato rocoso, con escarpes fluviales de altura superiores a 50 m en algunos casos. El desarrollo de terrazas fluviales es escaso o nulo. Las laderas, y su fuerte inclinación, favorece la aparición de formas de origen gravitacional, que tienen a desarrollarse al pie de las laderas, muchas veces recubriendo la llanura de inundación u otras formas de origen aluvial.
En general, el canal principal un trazado levemente sinuoso, con algunas zonas de ensanchamiento (Figura 2), que permiten que aumente la sinuosidad del río y dando lugar a la formación de meandros y/o remansos, que se alternan con áreas de mayor encajamiento y trazado más rectilíneo. La presencia de barras longitudinales y marginales es frecuente en el canal. A ambos lados del canal principal se desarrolla una estrecha llanura inundación, del que aparece separado por un pequeño escarpe de 1 m de altura, colonizada por vegetación riparia. Ocasionalmente, ha sido posible identificar depósitos de arenas sobre la misma generados durante las últimas inundaciones, configurando un manto irregular de sedimentos arenosos gruesos, con algunas gravas dispersas, abundantes restos de plantas y material leñoso.
El cauce principal está conectado con multitud de incisiones lineales labradas directamente sobre el sustrato rocoso, así como algunos fondos, de valle de tributarios de mayor entidad, que aportan agua y sedimento al sistema principal en momentos de precipitaciones, ocasionalmente formando abanicos aluviales de dimensiones moderadas a pequeñas en los márgenes fluviales. A ambos lados del cauce, el río Huebra no parece conservar formas y depósitos que pongan en evidencia un proceso de encajamiento de la red fluvial actual, si bien en ocasiones se hace evidente una superficie de erosión, en forma de replano y excavada sobre el sustrato metamórfico, colgadas entre 50 y 75 m sobre el canal.
Específicamente, en zonas de ensanchamiento del cauce destaca la existencia de hasta tres bancos de depósitos arenosos y limosos, de forma escalonada y articulados por escarpes erosivos de trazado rectilíneo y dirección paralela al canal. La expresión geomorfológica de estos escarpes no es siempre evidente y pueden estar muy degradados.

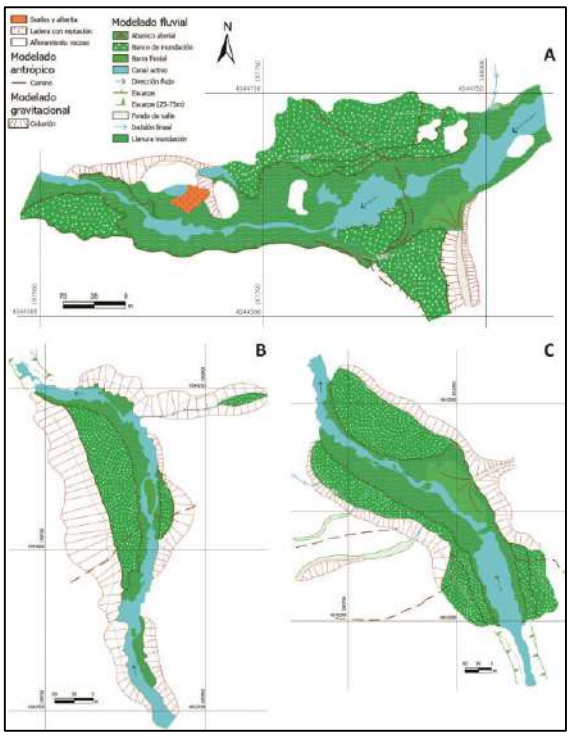


Figura 2. Cartografía geomorfológica de detalle de las áreas de estudiadas por su potencial para el registro y la preservación de depósitos de paleoinundaciones. A) Zona 1; B) Zona 2; y C) Zona 3.
Figure 2. Detailed geomorphological mapping of the study areas, highlighting their potential for the recording and preservation of paleoflood deposits. A) Zone 1; B) Zone 2; and C) Zone 3.

Estas formas deposicionales aparecen colgadas +1,5 (*bench* III), +2,5 (*bench* II) y +4 m (*bench* I) sobre la llanura de inundación y su distribución cartográfica es irregular, mostrándose en ocasiones solo en una de las márgenes del río y sólo de manera consecutiva los tres en el perfil más occidental. El origen de

estos escalones se asocia a la formación de bancos de inundación (*benches*) en diferentes etapas de la evolución geomorfológica del río. En cada uno de los desbordes del río de cierta entidad, y en zonas muy localizadas del valle, una capa de sedimentos arenosos se acumula en los márgenes y contribuye a construir el *bench*, que experimenta un proceso de acreción vertical continuado, hasta que queda abandonado y colgado respecto al canal principal de manera contemporánea a la formación de un *bench* nuevo más próximos y bajo al canal activo fluvial.

4. CONCLUSIONES

Las inundaciones son riesgos naturales condicionados por factores ambientales, los usos del suelo, la gestión hídrica y las características geomorfológicas de las cuencas hidrográficas. En el caso del río Huebra, a partir del trabajo de identificación de inundaciones históricas y del análisis geomorfológico, se ha podido delimitar el tramo comprendido entre los municipios de Cerralbo, Guadramiro y Encinasola de los Comendadores como un área de especial interés para el estudio de paleoinundaciones.

Las características geomorfológicas observadas en este sector evidencian su idoneidad para la conservación de sedimentos asociados a eventos extremos de inundación. La información documental relativa a inundaciones históricas corrobora la recurrencia de estos fenómenos en la zona, lo que refuerza su potencial como área de estudio.

El análisis sedimentológico orientado a la reconstrucción de paleoinundaciones permitirá comprender mejor la dinámica hidrológica de los afluentes meridionales del río Duero. Asimismo, el estudio comparativo desde una perspectiva paleoclimática y paleoambiental contribuirá a identificar en qué contextos se intensifican los eventos hidrológicos extremos, tanto en lo que respecta a su exceso (inundaciones) como a su escasez (sequías).

AGRADECIMIENTOS

El trabajo de campo ha sido financiado por el Grupo de Investigación en Dinámica de la Tierra y Evolución del Paisaje de la Universidad Rey Juan Carlos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Balasch, J.C., Pino, D., Ruiz-Bellet, J.L., Tuset, J., Barriendos, M., Castelltort, X. y Peña, J.C. (2018). The extreme floods in the Ebro River basin since 1600 CE. *Science of The Total Environment*, 646, 645-660.

Barriendos, M., Gil-Guirado, S., Pino, D., Tuset, J., Pérez-Morales, A., Alberola, A., Costa, J., Balasch, J.C., Castelltort, X., Mazón, J. y Ruiz-Bellet, J.L. (2019). Climatic and social factors behind the Spanish Mediterranean flood event chronologies from documentary sources (14th-20th centuries). *Global and Planetary Change*, 102997.

Benito, G., Díez-Herrero, A. y Fernández De Villalta, M. (2003). Magnitude and frequency of flooding in the Tagus basin (Central Spain) over the last millennium. *Climatic Change*, 58, 171–192.

Benito, G., Harden, T. y O'Connor, J. (2020). Quantitative Paleoflood Hydrology. *Reference module in earth systems and environmental sciences*, 459-474.

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

Dirección General de Protección Civil y Emergencias (2011). Catálogo Nacional de Inundaciones Históricas. Ministerio del Interior. Madrid.

Francos, M., Sánchez-García, C., Fernández-Sangrador, L., Corvacho-Ganahín, Ó. y Nadal-Romero, E. (2024). Past, present and future of land use and soil physicochemical properties in the Province of Salamanca (Spain). *Catena*, 246, 108416.

Izquierdo, T., Rivera, A., Galeano, Á., Gallardo, D., Salas, V., Aparicio, O., Buylaert, J.-P., Ruiz, F. y Abad, M. (2024). Historical catastrophic floods at the southern edge of the Atacama Desert: A multi-archive reconstruction of the Copiapó river extreme events. *Global and Planetary Change*, 236, 104411.

Sánchez-García, C., Schulte, L., Carvalho, F. y Peña, J.C. (2019). A 500-year flood history of the arid environments of southeastern Spain. The case of the Almanzora River. *Global and Planetary Change*, 181, 102987.

Sánchez-García, C. y Schulte, L. (2023). Historical floods in the southeastern Iberian Peninsula since the 16th century: trends and regional analysis of extreme flood events. *Global and Planetary Change*, 231, 104317.

Sánchez-García, C. y Schulte, L. (2025). Spatial-temporal analysis of flood patterns in semiarid river catchments of SE Iberian Peninsula since CE 1850. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 57, 102149.

Schulte, L., Peña, J. C., Carvalho, F., Schmidt, T., Julià, R., Llorca, J. y Veit, H. (2015). A 2600-year history of floods in the Bernese Alps, Switzerland: frequencies, mechanisms and climate forcing. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(7), 3047–3072.

Villar, P., Fernandez, J. y Sanz Santos, M.A. (1990). Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 475 (10/19) (Lumbrales). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 IGME, 107 pp.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 141-144. ISBN: 978-84-10345-81-2

NUEVO REGISTRO GEOARQUEOLÓGICO DE PALEOINUNDACIONES HOLOCENAS DEL RÍO TAJO EN LAS PROXIMIDADES DE LA CENTRAL NUCLEAR DE TRILLO (GUADALAJARA)

A new geoarchaeological record of Tagus River Holocene palaeofloods in the surroundings of the Trillo nuclear power plant (Guadalajara, Spain)

Andrés Díez Herrero[1], David Álvarez Alonso[2], Enrique Cerrillo Cuenca[2], María de Andrés Herrero[2], José Antonio Linares Catela[2], María Ángeles Perucha Atienza[1], Miguel Ángel Rodríguez Pascua[1], Enrique Díaz Martínez[1]

1. Grupos de Investigación en 'Eventos Geológicos Extremos y Patrimonio' y 'Geodiversidad y Patrimonio Geológico', Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), Sede Central, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid (Comunidad de Madrid); andres.diez@igme.es
2. Dpto. Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología, Facultad de Geografía e Historia, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Profesor Aranguren s/n, Edificio B, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid (Comunidad de Madrid).

Abstract: The Neolithic-Chalcolithic archaeological site of El Brazo de Trillo (Guadalajara, Central Spain) contains at least two sediment sequences corresponding to Holocene palaeofloods. Through their geomorphological, sedimentological and dating study, it has been possible to estimate their frequency and magnitude, correlating them with other palaeoflood records from the Tagus basin and the rest of Spain. This information may be useful for improving flood risk assessments for this reach of the Tagus River, where there are critical and vulnerable infrastructures, such as the urban centre of Trillo and the water pumping dam for the Trillo nuclear power plant.

Palabras clave: paleoinundación, Neolítico, río Tajo, Trillo, Guadalajara.
Keywords: palaeoflood, Neolithic Age, Tagus River, Trillo, Guadalajara (Spain).

1. INTRODUCCIÓN

El estudio geomorfológico, sedimentológico e hidrológico-hidráulico de los registros naturales de paleoinundaciones contempla dos enfoques complementarios (Benito et al., 2023): uno científico básico, para reconstruir el régimen geodinámico de las corrientes fluviales durante los eventos extremos pretéritos, en un contexto meteorológico-climático determinado; y otro técnico aplicado, para mejorar la estimación de la frecuencia y magnitud de avenidas y crecidas extraordinarias y, con ello, enriquecer los análisis de la peligrosidad actual y futura, y objetivar las evaluaciones de los riesgos de inundación asociados. Especial interés tiene esta segunda faceta en el caso de entornos con alta concentración de elementos expuestos y especialmente vulnerables, como núcleos de población o infraestructuras críticas (grandes presas y embalses, polos industriales y plantas de producción energética).

El registro natural de paleoinundaciones en España cuenta con más de 300 elementos publicados, que abarcan eventos desde el Pleistoceno a la actualidad, contenidos en la base de datos georreferenciada PaleoRiada (Sandoval et al., 2023). En particular, la cuenca hidrográfica del río Tajo tiene descritos decenas de registros de paleoinundaciones, fundamentalmente concentradas en los tramos bajo y medio de la cuenca (Benito et al., 2003a) y en sus afluentes de la margen derecha, como los ríos Jarama y Alberche; sin registros conocidos en la cuenca alta, donde se generan muchas de las grandes avenidas pretéritas.

El presente trabajo recoge la descripción e interpretación preliminar de un nuevo registro de paleoinundaciones holocenas del río Tajo en su sector de cabecera, con la particularidad y especial interés de localizarse en las proximidades de una de estas infraestructuras críticas vulnerables, la central nuclear de Trillo (Guadalajara), y estar contenido en un yacimiento arqueológico prehistórico.

2. EL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DE 'EL BRAZO DE TRILLO'

El yacimiento arqueológico de 'El Brazo de Trillo' se ubica en el sector centro-oriental de la península Ibérica, en el contacto entre la

submeseta meridional y las estribaciones de la Cordillera Ibérica, en la comarca de la Alcarria nororiental. Más en concreto, se sitúa en el valle del río Tajo aguas abajo de la localidad de Trillo (Guadalajara), en la margen izquierda del río y de la carretera local hacia la presa de la Ermita (Figura 1), que es donde se ubica la planta de bombeo de agua para la central nuclear de Trillo.



Figura 1. Vista general del yacimiento arqueológico de "El Brazo de Trillo" en la margen izquierda del río Tajo y del camino a la presa de la Ermita.
Figure 1. General view of the archaeological site of 'El Brazo de Trillo' on the left margin of the river Tagus and the local road to the Ermita weir.

Aunque fue descubierto por uno de los autores hace unos años, desde 2024 está siendo excavado y estudiado sistemáticamente por un equipo de arqueólogos que ha recuperado elementos líticos y cerámicos atribuidos preliminarmente a ocupaciones del Neolítico, Calcolítico y tal vez el Bronce Antiguo, aunque están aún pendientes de la realización de nuevas campañas de excavación.

3. GEOARQUEOLOGÍA DEL YACIMIENTO DE 'EL BRAZO DE TRILLO'

Desde el punto de vista geológico, el yacimiento se ubica en la cuenca sedimentaria cenozoica continental del Tajo, en su sector nororiental próximo a los pliegues en los materiales mesozoicos y paleógenos de las estribaciones de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (unidad de las Cuencas y cordilleras alpinas). Este sector de la cuenca presenta un relleno sedimentario subhorizontal (apenas 3º de buzamiento hacia el noroeste) de rocas detríticas (conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas) y carbonáticas (calizas y margas) de edad Mioceno Medio, que representan el área de transición entre el extremo oriental de abanicos aluviales y el occidental correspondiente a cuencas lacustres y palustres. Desde el punto de vista geomorfológico, el yacimiento se ubica en el fondo del valle fluvial excavado durante el Plio-Cuaternario por el río Tajo y sus afluentes en la secuencia sedimentaria miocena, con una sección transversal en artesa y patrón meandriforme tortuoso en planta. Más en concreto, está en la base de una ladera escalonada y parcialmente regularizada por coluviones de la margen izquierda del valle, en un tramo rectilíneo de una curva de meandro muy cerrada, aprovechando un pequeño solapo o abrigo por erosión diferencial, bajo un banco de conglomerados con cemento carbonático; justo en el contacto de la ladera coluvionada y la llanura de inundación holocena del río Tajo.

El registro sedimentario de paleoinundaciones del yacimiento

La secuencia estratigráfica más completa del yacimiento, objeto de un sondeo arqueológico durante 2024 en el sector central del afloramiento, permite estudiar un perfil sedimentológico con cerca de dos metros de potencia (Figuras 2 y 3).



Figura 2. Secuencia estratigráfica del yacimiento arqueológico de "El Brazo de Trillo" durante la campaña de excavación de 2024.
Figure 2. Stratigraphic sequence of the archaeological site of 'El Brazo de Trillo' during the 2024 excavation campaign.

Se han diferenciado, en correlación con los niveles arqueológicos, un total de 11 niveles litológico-sedimentológicos (Figura 4). Dos conjuntos de los niveles litológicos (1-4 y 5-6) han sido interpretados, por su composición, granulometría, textura y estructuras sedimentarias, como depósitos de paleoinundaciones en zonas de flujo inefectivo (*slack water deposits*; Benito et al., 2023a); fosilizados por diferentes niveles de coluviones de ladera o de meteorización del techo del abrigo rocoso.

Las dataciones por radiocarbono realizadas sobre muestras de material orgánico (fragmentos vegetales parcialmente carbonizados) de algunos niveles ofrecen edades calibradas de: 3806-3698

años BC (70,2%) para el nivel litológico 3 (arqueológico 8A) (Figura 4) del conjunto inferior de las paleoinundaciones, correspondiente al Neolítico; y 2875-2622 años BC (93,7%) para el nivel litológico 6 (arqueológico 5) del techo de las paleoinundaciones superiores.



Figura 3. Secuencia estratigráfica del yacimiento arqueológico de "El Brazo de Trillo" tras la campaña de excavación de 2024.
Figure 3. Stratigraphic sequence of the archaeological site of 'El Brazo de Trillo' after the 2024 excavation campaign.

4. DISCUSIÓN PALEOHIDROLÓGICA DE LOS RESULTADOS

A partir de la posición y datación de estos depósitos como registros de paleoinundaciones se pueden extraer diferentes informaciones tanto de interés paleohidrológico, como con posible aplicación a la gestión del riesgo por avenidas e inundaciones en este tramo del río Tajo en las proximidades de instalaciones de la central nuclear de Trillo.

En primer lugar, respecto a la datación de estas paleoinundaciones, que estarían en unas horquillas temporales entre 5756-5648 años calBP (conjunto inferior) y 4825-4572 años calBP (conjunto superior), destacar que no coinciden aparentemente con ninguno de los registros previos publicados para otras localidades de la cuenca del Tajo, por lo que serían nuevos eventos no registrados en localizaciones como Puente del Arzobispo (Toledo-Cáceres) o Alcántara (Cáceres). Ello permite cubrir el hueco existente en el registro sedimentario de paleoinundaciones entre los dos periodos de concentración de eventos para la cuenca del Tajo, en torno a 6750 años BP y entre 1200 y 950 años BP previamente definidos (Benito et al., 2003b). Sí que parece haber cierta correlación temporal entre las dataciones para el nivel superior de paleoinundaciones del yacimiento y los registros del río Huebra (cuenca del río Duero, también con régimen atlántico), datadas en 4820 años BP, y en el periodo de concentración de paleoinundaciones, general para España, de entre 4820-4440 años BP (Benito et al., 2008).

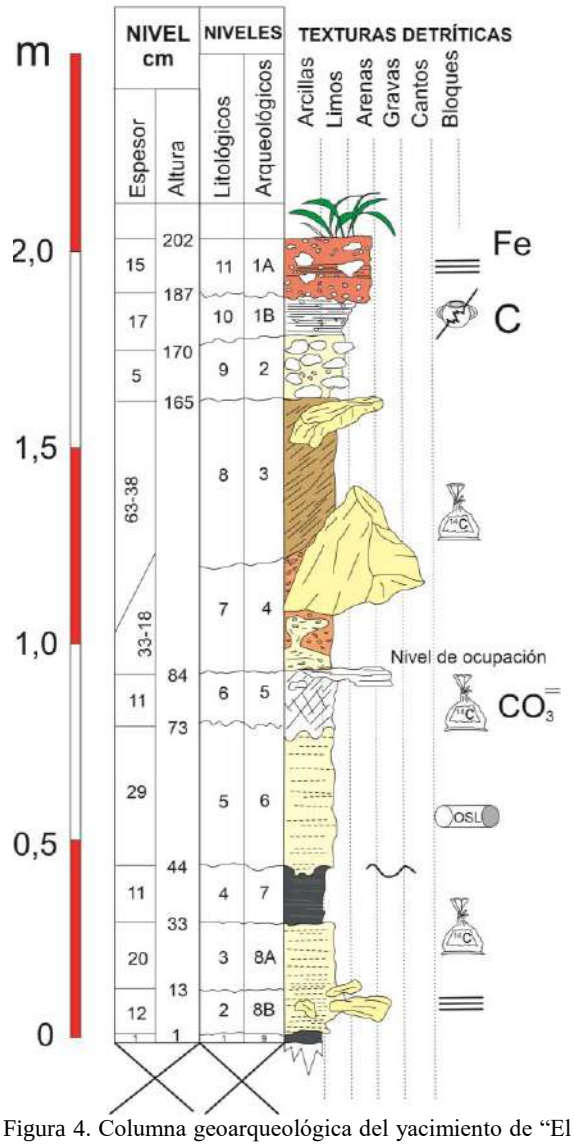


Figura 4. Columna geoarqueológica del yacimiento de "El Brazo de Trillo" con los niveles litológicos, arqueológicos, estructuras sedimentarias y puntos de muestreo.
Figure 4. Geoarchaeological sequence of the archaeo-site of 'El Brazo de Trillo' with the lithological and archaeological levels, sedimentary structures and samples.

En segundo lugar, respecto a la magnitud de esos eventos de paleoinundaciones, en el Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables (SNCZI) están cartografiadas las zonas inundables para T_{50}, T_{100} y T_{500} años, con INFOWORKS ICM usando como topografía el MDT 1x1 m del IGN LiDAR PNOA. La franja de la T_{500} en la sección transversal del yacimiento tiene una anchura de lámina de agua de 77,6 m, con profundidad máxima en el talweg de 6,07 m. La anchura del fondo del valle a la altura de la cata del yacimiento es de 104,2 m, y con una altura de aproximadamente 1,5 m por encima de la lámina de agua de la T_{500}. En una estimación grosera, la sección mojada de la T_{500}, supuesta trapezoidal (casi rectangular) podría ser del orden de 720 m^2; lo que daría una velocidad media de 1,31 m/s. La sección mojada para la avenida que enrasaría con el techo de la paleoinundación superior del yacimiento arqueológico, sería del orden de 825 m^2; lo que, suponiendo la misma velocidad media, daría un caudal de 1083 m^3/s.

Existen en la actualidad dos estaciones de aforo para el registro sistemático instrumental reciente en ese tramo del río Tajo: Trillo (3005), con serie de datos de 1933 a la actualidad; y la presa de la Ermita (AR 03), solo desde 1985. El mayor caudal máximo instantáneo (Q_{ci}) medido instrumentalmente en este periodo fue de 657,8 m^3/s el 21 de enero de 1966. El estudio hidrológico-hidráulico del SNCZI (MITERD) para la delimitación de las zonas inundables en este tramo del río Tajo a su paso por Trillo ha estimado el caudal para periodo de retorno de 500 años en 943 m^3/s; mientras que el visor en la web de Caudales Máximos en régimen natural (CauMax) lo estima en 945 m^3/s. De esta manera, los caudales estimados preliminarmente para esas paleoinundaciones del yacimiento serían algo superiores a estos valores para 500 años de periodo de retorno. Teniendo en cuenta la presencia en el entorno de elementos muy vulnerables de infraestructuras críticas, como la presa y estación de bombeo de la central nuclear de Trillo, sería conveniente utilizar para la definición legal de la zona inundable (y los riesgos asociados), no el caudal de periodo de retorno de 500 años, sino el máximo evento registrado (Díez Herrero, 2021) correspondiente a estas paleoinundaciones aquí caracterizadas preliminarmente.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer la financiación recibida por los proyectos de investigación: “Excavación arqueológica en el abrigo del Brazo de Trillo (Guadalajara)” (SBPLY/24/180801/000022), Programa de Proyectos de I+D de Ayudas no adscritas a Planes 2024, Subvenciones para la realización de Proyectos de Investigación del Patrimonio Arqueológico y Paleontológico de Castilla La Mancha para el año 2024 (Junta de Comunidades de Castilla La Mancha); e “Investigación científica en morfodinámica sedimentaria y paleohidrología aplicadas a la gestión de sistemas fluviales”, Actuaciones 20223TE003 y 20233TE012 (proyectos Tarquín 1 y 2 del IGME-CSIC), Subvenciones 2022-2023 y 2023-2026 de la DGA-MITERD al CSIC-MCIU.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Benito, G., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A. (2003a). Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology*, 157, 107-132.

Benito, G., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Machado, M.J., Pérez-González, A. (2003b). Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 22 (15-17), 1737-1756.

Benito, G., Ballesteros-Cánovas, J.A., Díez-Herrero, A. (2023). Paleoflood hydrology: reconstructing rare events and extreme flood discharges. En: P. Paron and G. Di Baldassarre (eds.), *Hydro-Meteorological Hazards, Risks, and Disasters*, Second Edition, Elsevier, Amsterdam, Chapter 2, 33-83.

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

Díez Herrero, A. (2021). Propuesta para superar el paradigma del periodo de retorno en el análisis y mitigación de los riesgos por inundaciones en ríos. En: Thomsen, A., Farinós, J. y Perero, E. (Coords.), *Soluciones ante los riesgos climáticos en ríos y costas*, Informes Conama sobre la defensa del medio natural, CT30, 4.2.7, Fundación CONAMA Madrid 165-173.

Sandoval, K.P., Díez Herrero, A., López Vinielles, J., Mateos, R.M., Benito, G., Ballesteros-Cánovas, J.A., Cervel, S., Hernández Manchado, R. (2023). Análisis preliminar tipológico, temporal y espacial de los registros publicados sobre paleoinundaciones en España. En: G. Desir, E. Nadal y D. Regües (eds.), *Libro actas de la XVI Reunión Nacional de Geomorfología*, Sociedad Española de Geomorfología, Zaragoza, 60-61.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 145-148. ISBN: 978-84-10345-81-2

EFECTOS DE LA INCISIÓN FLUVIAL EN LA VEGETACIÓN DE RIBERA DEL TRAMO BAJO DEL RÍO NALÓN (ASTURIAS, NO ESPAÑA)

Effects of fluvial incision of riparian vegetation in the lower reach of Nalón River (Asturias, NW Spain)

María Fernández García[1], Elena Fernández Iglesias[1], Mauro Sanna[1], Laro Incera Sañudo[1], Verónica Moro García[1], Eduardo Cires Rodríguez[1,2], Gil González Rodríguez[1] y Rosana Menéndez Duarte[1,3]

1. Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio (INDUROT), Universidad de Oviedo. Campus de Mieres, C/Gonzalo Gutiérrez Quirós s/n, 33600 Mieres, España. fernandezgarmaria@uniovi.es
2. Departamento de Biología de Organismos y Sistemas (BOS), Universidad de Oviedo. C/ Catedrático Rodrigo Uría s/n, 33071 Oviedo, España.
3. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España.

Abstract: The progressive fluvial incision of the Nalón River has caused a significant disconnection between the river and its floodplain, driven by hydrological alterations, sediment load changes, and human interventions. This study analyzes vegetation changes in two categories of the Probable Hydraulic Public Domain (DPHPa and DPHPb) along the middle stretch of the river. Results show a ≈12% channel narrowing and 2-3 incision river bed since the 1950s and increased presence of invasive species in disconnected areas (DPHPb), where native riparian species are declining. The findings highlight how channel incision alters edaphic conditions, favoring exotic species and threatening the ecological integrity of riparian ecosystems.

Palabras clave: cartografía de vegetación, dinámica vertical, DPHP, IAPAbI, inventarios florísticos.
Keywords: vegetation mapping, vertical dynamic, DPHP, IAPAbI, floristic inventories.

1. INTRODUCCIÓN

El proceso de la incisión fluvial o encajamiento progresivo del cauce en su lecho, conlleva a una desconexión creciente entre el río y su llanura de inundación. Este proceso puede estar asociado a diversas causas, como alteraciones del régimen hidrológico, modificaciones en la carga sólida o intervenciones antrópicas sobre el cauce y sus márgenes. Entre sus consecuencias más relevantes se alude habitualmente a la pérdida y degradación de hábitats riparios, limitaciones en la regeneración natural de bosques aluviales y la proliferación de especies exóticas favorecidas por la alteración del sistema fluvial (Pérez y García, 2025).

El tramo bajo del río Nalón, uno de los principales ejes fluviales del ámbito cantábrico (Figura 1), ha experimentado transformaciones significativas en las últimas décadas, destacando las modificaciones en el aporte de sedimento, especialmente en relación con presas y embalses, que afectan al 90% de la superficie de la cuenca de drenaje de este tramo, además de otros condicionantes relacionados con las canalizaciones o los cambios en los usos del suelo a lo largo de la cuenca.

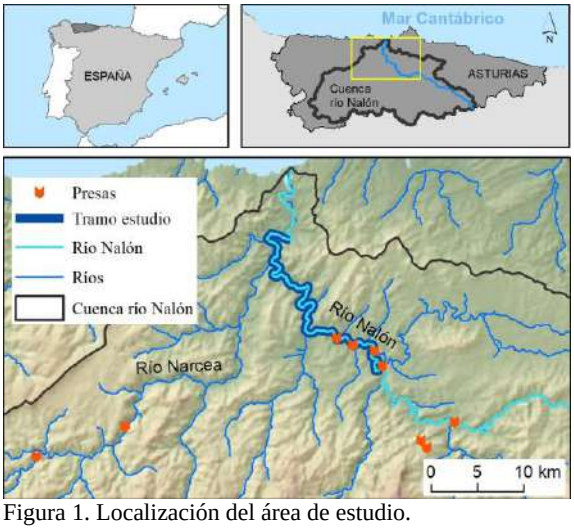


Figura 1. Localización del área de estudio.
Figure 1. Location of the study area.

Entre los cambios más importantes observados en las últimas décadas, destaca una tendencia hacia el encajamiento del lecho y el estrechamiento del canal que, junto con otras alteraciones del medio, han contribuido al desarrollo de diversos signos de degradación en el corredor fluvial del río Nalón (INDUROT, 2023). Es esperable que los cambios derivados de la incisión fluvial se reflejen de alguna forma

en la vegetación, ya que las condiciones edáficas que permiten el desarrollo de la vegetación de ribera cambian, especialmente en lo relativo a la humedad del suelo al alejarse el nivel freático del horizonte en el que había crecido el bosque de ribera.

Para analizar estos cambios y valorar su potencial efecto sobre la vegetación ribereña se ha utilizado, por un lado, la cartografía de Dominio Público Hidráulico Probable o Cartográfico (DPHP) definida en la Guía metodológica del SNCZI (MAGRAMA, 2011). Concretamente, el análisis se centró en el DPHP tipo A (DPHPa), que engloba los terrenos que han formado y siguen formado parte del cauce desde los años 40 hasta la actualidad (incluyendo canal de estiaje y terrenos ligados a las avenidas habituales) y el DPHP tipo B (DPHPb) correspondiente a áreas que pertenecieron al cauce en las imágenes históricas analizadas desde los años 40 pero que han perdido parte de su dinámica por procesos de estrechamiento e incisión, evolucionado hacia condiciones más similares a las de la llanura aluvial (Figura 2).

En el río Nalón destacar que este proceso de incisión se estima se ha desarrollado a lo largo de, al menos, 4 décadas. Con el objetivo de ver cómo afectan estas transformaciones al bosque ribereño atlántico (hábitat 91E0*), en este estudio se ha caracterizado el tipo de vegetación que se encuentra en los DPHP tipo a y b, así como la riqueza en especies y la presencia de plantas alóctonas y la ocupación de las diferentes unidades de vegetación.

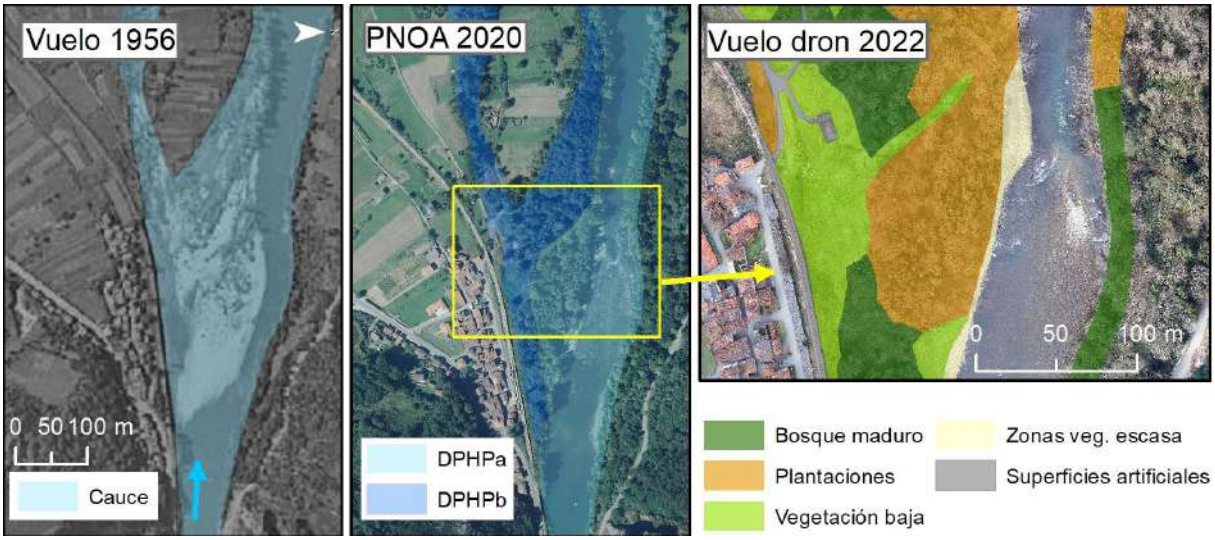


Figura 2. Comparativa de la cartografía del cauce sobre el vuelo del año 1956 y la ortofoto PNOA 2020, incluyendo las unidades de DPHPa y DPHPb. A la derecha detalle de un sector con la cartografía de vegetación.

Figure 2. Comparison of channel cartography based on the 1956 aerial flight and the 2020 PNOA orthophoto, including DPHPa and DPHPb units. Detail of a sector with vegetation cartography shown on the right.

2. MÉTODOS

Área de estudio

El análisis evolutivo de la morfología del cauce y la cartografía de vegetación se han realizado en un tramo de 35 km del tramo bajo del río Nalón comprendido entre el embalse de El Furacón (Trubia) y el límite del Dominio Público Marítimo Terrestre en el entorno de Soto del Barco. La composición florística se analizó a través de inventarios realizados en *plots* de entre 88 m^2 y 677 m^2 correspondientes a 14 barras fluviales en el DPHPa, cuatro riberas jóvenes en el DPHPa y cuatro en el DPHPb.

Análisis evolutivo de la morfología del cauce

Se ha llevado a cabo un análisis evolutivo de las morfologías del cauce entre los años 1945 y 2022, empleando para ello 13 imágenes aéreas, modelos digitales del terreno (MDT), vuelos dron de alta resolución y trabajos de campo. La cartografía del cauce se realizó a escala 1:2000 conforme a las categorías del DPHP con dos criterios: a) cartografía de superficies, b) cartografía mediante 71 perfiles realizados en cada uno de los 13 vuelos analizados.

Adicionalmente, se han evaluado otros parámetros relacionados con la incisión, como el incremento de los afloramientos rocosos en el lecho del canal, así como otras evidencias observadas en campo, como descalces en la cimentación de infraestructuras, raíces arbóreas expuestas, etc.

Cartografía de la vegetación y estudio florístico

La vegetación se cartografió siguiendo las unidades descritas en el *Corine Land Cover* de

nivel 5 (CLCN5) (IGN, 2002) que han sido complementadas con aquellas unidades que necesitaban una mayor concreción temática. A continuación, se calcularon los porcentajes de cobertura de las unidades presentes en los diferentes DPHP. Los inventarios florísticos se realizaron según la metodología de la escuela fitosociológica sigmatista de Zürich-Montpellier (Braun-Blanquet, 1979). Este análisis permitió calcular a) el número de especies autóctonas totales y el de las características del bosque de ribera atlántico (riqueza de especies) y b) el *Invasive Alien Plants Abundance Index* (IAPAbI) (García *et al.*, 2023) como indicador de la afección de plantas alóctonas e invasoras.

3. RESULTADOS

El estudio evolutivo realizado señala un estrechamiento medio del cauce del 12% desde la década de los años 50, con unas pérdidas de 48 ha de superficie de cauce (12% respecto al cauce histórico de los años 50) que actualmente se incluyen en la categoría de DPHPb. Los procesos de incisión han impuesto transformaciones en el lecho del río desde al menos la década de los años 70, observándose a lo largo de una superficie de unas 5 ha una sustitución de un sustrato sedimentario y móvil, por otro de naturaleza rocosa y estática. Asimismo, las medidas realizadas en la vertical en varios puntos, señalan valores de incisión de al menos 3 m.

Se han encontrado diferencias entre las superficies ocupadas por cada unidad de vegetación CLCN5 entre las categorías de DPHP a y b (Figura 3). Entre ellas mencionar una disminución de la presencia del bosque maduro en el DPHPb respecto al DPHPa de aproximadamente un 10%, mientras que crece el porcentaje de la superficie dedicada a plantaciones, así como con vegetación baja. Por último, destaca la presencia de un 18,8% de zonas con vegetación escasa (mayoritariamente barras fluviales con vegetación pionera) en el DPHPa mientras que en el DPHPb solo se encuentran en un 0,6%. En cuanto a la riqueza media o número de especies autóctonas encontradas en las barras (34,3) y en las riberas jóvenes (34,5) del DPHPa es muy parecida (Figura 4).

Por el contrario, en el DPHPb (19,7) el número de especies se reduce a casi la mitad. Si se consideran solo las especies características del bosque de ribera su número medio es mayor en las riberas jóvenes (24,5) mientras que en las barras (16,7) y en el DPHPb (13,7) baja significativamente.

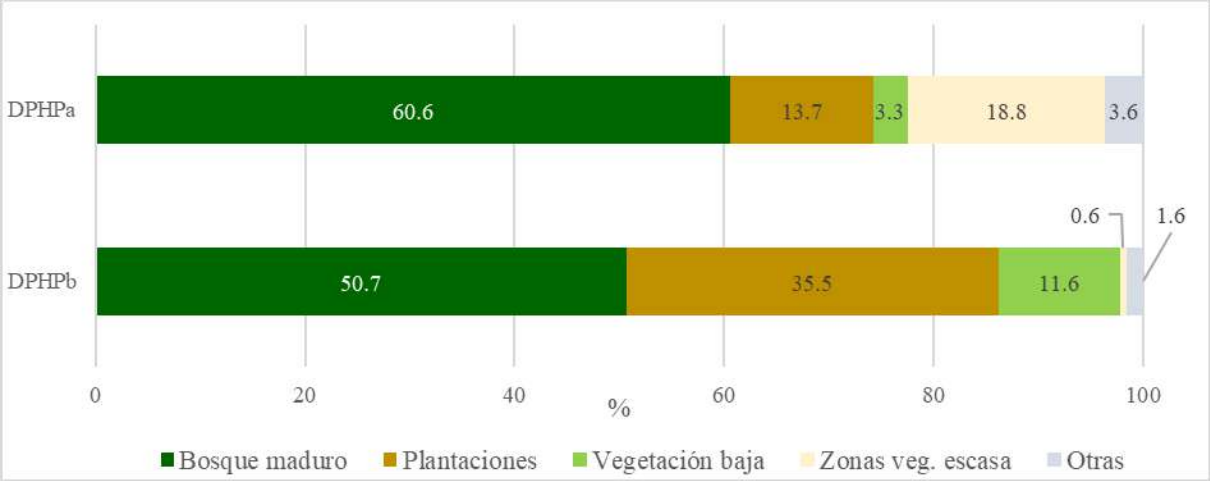


Figura 3. Porcentaje de superficie de las unidades de vegetación en cada uno de los tipos de DPH analizados, DPHPa y b.
Figure 3. Percentage of vegetation unit area of each analysed DPHP category (DPHPa and DPHPb).

Si se atiende al indicador de abundancia de plantas invasoras IAPAbI (Figura 5), los valores más bajos se encuentran en las barras fluviales (5,2), aunque en un *plot* de este tipo se ha obtenido el valor más alto de todo el muestreo (13.3). En las riberas jóvenes (5,9) el IAPAbI es mayor que en las barras, pero es precisamente en el DPHPb en el que se encuentran los valores medios más altos (8,1).

4. CONCLUSIONES

La comparación de las unidades de vegetación en zonas que, desde los años 40 y hasta hoy, corresponden al canal de estiaje o a áreas afectadas por inundaciones frecuentes, frente a aquellas que han perdido esta condición por incisión y estrechamiento del cauce, ha permitido cuantificar que en las segundas hay: 1)

un descenso del bosque maduro y un incremento de las plantaciones, 2) una disminución del número de plantas autóctonas y 3) una mayor presencia de plantas invasoras.

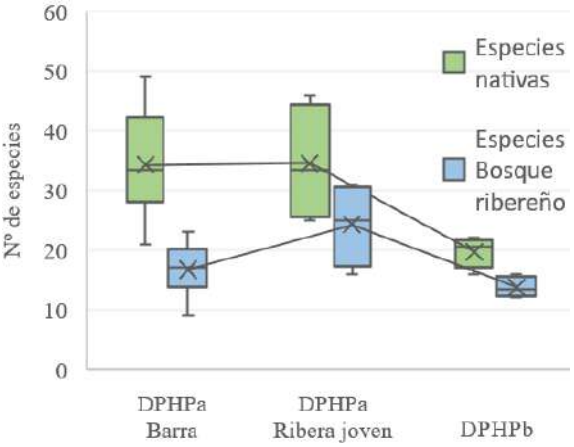


Figura 4. Riqueza de especies autóctonas y de especies características de boque de ribera atlántico (hábitat 91E0*) encontradas en los DPHPa y b.

Figure 4. Native species richness and species characteristic of Atlantic riparian forest (habitat 91E0)* found in DPHPa and b.

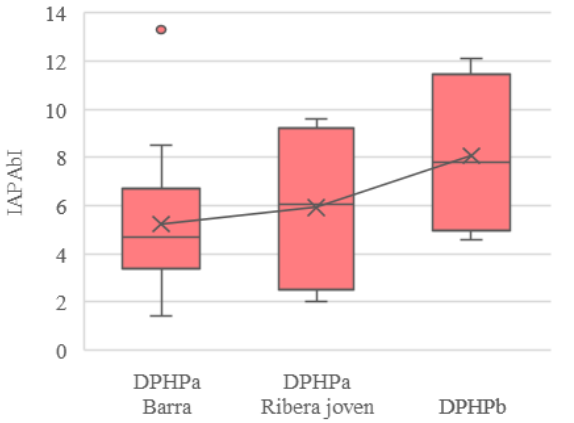


Figura 5. Indicador de abundancia de especies exóticas e invasoras (*Invasive Alien Plants Abundance Index*: IAPAbI) calculado en los inventarios florísticos del DPHPa y b.

Figura 5. Invasive Alien Plants Abundance Index (IAPAbI) calculated from the floristic inventories of DPHPa and b.

Estas nuevas condiciones han favorecido en el río Nalón la presencia de un hábitat con menor riqueza de especies y más propias de otros tipos de bosques menos higrófilos. Esta situación asociada a una morfodinámica fluvial menos activa, favorece también la implantación de actividades antrópicas como la definición de nuevos caminos y la plantación de especies forestales. Estas actividades actúan como vectores de especies exóticas que según los resultados del estudio han encontrado en el DPHPb las condiciones apropiadas para crecer y expandirse (Figura 5).

Los resultados de este estudio indican que la incisión y la pérdida de conectividad lateral deterioran la calidad y funcionalidad ecológica del corredor fluvial. La vegetación ribereña se beneficia de una morfodinámica natural que garantiza las condiciones favorables para su regeneración y resistencia frente a las especies alóctonas e invasoras que son capaces de colonizar áreas ocupadas por comunidades vegetales más perturbadas y en vías de adaptación.

AGRADECIMIENTOS

Investigación realizada por el INDUROT (Universidad de Oviedo) en el proyecto *Plan Piloto de Gestión de Sedimento en el Tramo Bajo del Río Nalón (2021-2023)*, financiado por TRAGSA para la Confederación Hidrográfica del Cantábrico en el Programa PIMA Adapta del Ministerio de Transición Ecológica y el Reto Demográfico, con colaboración de la Consejería de Medio Rural y Cohesión Territorial del Principado de Asturias.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Braun-BIanquet J. (1979). Fitosociología. Bases para el Estudio de las Comunidades Vegetales. — Ed. Blume, Madrid, 820 pp.

García, P., Sanna, M., Fernández García, M., González Rodríguez G. y Cires E. (2023). Monitoring invasive alien plants dynamics: application in restored areas. *Biologia* 78, 1375– 1380.

IGN 2002. Corine 2000 Descripción de la nomenclatura del Corine Land Cover al Nivel 5º. Madrid, 53 pp.

INDUROT (2023). Plan Piloto de Gestión del Sedimento en el Tramo bajo del Río Nalón (Trubia – Soto del Barco, Asturias). Informe científico-técnico para TRAGSA, financiado por la Confederación Hidrográfica del Cantábrico dentro del PIMA Adapta del MITECO. Universidad de Oviedo, 79 pp.

Pérez, C. y García E. (2025). Caso práctico 56. LIFE Territorio Visón. En: Mola, I (Ed.) Restauración Ecológica: ejemplos de bases técnicas y soluciones prácticas. Fundación Biodiversidad del Ministerio para la Transición Ecológica y Reto Demográfico. Madrid. ISBN: 978-84-931561-1-4, 635 pp.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 149-152. ISBN: 978-84-10345-81-2

IMPRONTA DE LA FRACTURACIÓN Y PAISAJES DEL TERCIARIO EN LA INVERSIÓN FLUVIAL ATLÁNTICA DEL PIEDEMONTE DE SALAMANCA

Imprint of fractures and Tertiary landscapes on the fluvial inversion towards the Atlantic Ocean in Salamanca Piedmont

Guillermina Garzón Heydt[1]

1. Avda. Portugal 5 Madrid 28011. minigar@ucm.es

Abstract: The drainage network of the Salamanca pediment is analyzed in its opening from the Cenozoic endorheic basin towards the Atlantic Ocean based on changes in dominant fracture directions and paleogene basins control. Fluvial redirection and reversal of water flow occur through successive replacement between tributaries, either by headwaters piracy or by underground flow interchange. Former SW-NE main rivers are gradually being replaced by streams in SE-NW directions. In headwater domains, however, E-W paleogene directions still persist on the landscape. Throughout this process, the evolution of some former catchments is aborted by lateral or headwaters capture, favoring the rise to endemic ichthyofauna in these basins.

Palabras clave: Inversión drenaje, capturas, control fracturación, pervivencia relieve.
Keywords: Drainage inversion, river piracy, fractures control, landscape persistence.

1. INTRODUCCIÓN

La pervivencia de formas del paisaje fue sugerida ya en 1924 por Eleanora Knoff, condiscípula de Dawis, matizando la propuesta de éste de que la erosión remontante conformaba la evolución de la red de drenaje como las nervaduras de una hoja. Aludía a la existencia de zonas elevadas colgadas sobre el nivel freático regional que podían persistir en el paisaje sin apenas modificaciones. Shumm (1970) propuso una evolución del relieve no solo ligada a la acción remontante del río, sino también, por la absorción del freático de un valle por otro cauce aledaño dominante, más encajado. Esos cauces, una vez perdida su capacidad de encajamiento, perdurarían como valles colgados con drenajes difusos o sinuosos, y por tanto entender la morfología actual conlleva a remontarse a los paisajes del Terciario.

Se analiza aquí la red de drenaje del piedemonte salmantino y el papel de la fracturación del basamento y de las cuencas paleógenas en la evolución de la red actual y la inversión del drenaje endorreico hacia el Atlántico. Una paulatina reconducción de flujos hídricos favorecida por la fracturación, y posiblemente afianzada por rejuegos más recientes de los grandes accidentes morfotectónicos, propiciaría en muchos casos la redirección de cauces preexistentes. Los procesos de capturas sucesivas favorecen la reorganización de vías de desagüe previas, bien en cabeceras o por relevos laterales entre cursos que desplazan el flujo hacia otro cauce dominante. Para ello se ha revisado esta configuración de la red fluvial, no solo basándose en codos bruscos, si no analizado otras anomalías como valles sobredimensionados, incrementos de la sinuosidad, cabeceras truncadas en relación con charcas y marjales entre otras, y valorado posibles inversiones de flujo en los cursos de agua.

2. LA RED FLUVIAL DEL PIEDEMONTE SALMANTINO

En la vertiente norte del Sistema Central Ibérico (SCI), la Superficie Fundamental de Aplanamiento se configura como un piedemonte que redirige el drenaje hacia el NO, al rio Duero. Al Sur de esa superficie se alzan importantes relieves de Sierras que perduran desde las etapas de sedimentación cenozoicas, pero que no constituyen significativamente las cabeceras de la red. Muchos de los ríos nacen directamente sobre la planicie y alcanzan el límite de la divisoria de aguas meridional, caracterizada por un salto hacia la cuenca del Tajo de varios cientos de metros.

Los dos ríos principales, el Águeda y el Tormes, ofrecen un ejemplo singular de la inversión de los flujos desde la cuenca endorreica cenozoica hacia el Atlántico con la jerarquización del

drenaje hacia el Duero. Entre ambos se desarrolla otro afluente menor, el Huebra, que junto con su tributario, el Yeltes, drenan la parte central del piedemonte. A pesar del irregular desarrollo de incisión de esta red sobre una superficie de aplanamiento heterogénea por su variedad de litologías y regolitos, se imponen los controles estructurales de los grandes accidentes morfo-tectónicos y depresiones tectónicas remanentes, junto con la red de fracturas tardivariscas y alpinas que dibujan una red fluvial reticulada en su compleja evolución con el giro e inversión de sus cauces hacia el Atlántico.

3. CONTROLES ESTRUCTURALES DEL DRENAJE

Del análisis de la relación entre la fracturación y el trazado de tramos de la red de drenaje pueden deducirse diferencias (Figura 1). Las direcciones E-O son muy evidentes en las depresiones intramontanas del SCI definiendo las cuencas paleógenas, derivadas de la expansión en *pop-up*, y se mantienen colgadas sobre la red actual y poca capacidad de encajamiento. Esta dirección, también, determina cabeceras y valles desarrollados justo desde el borde meridional de la planicie y en paralelo a esa divisoria de aguas.

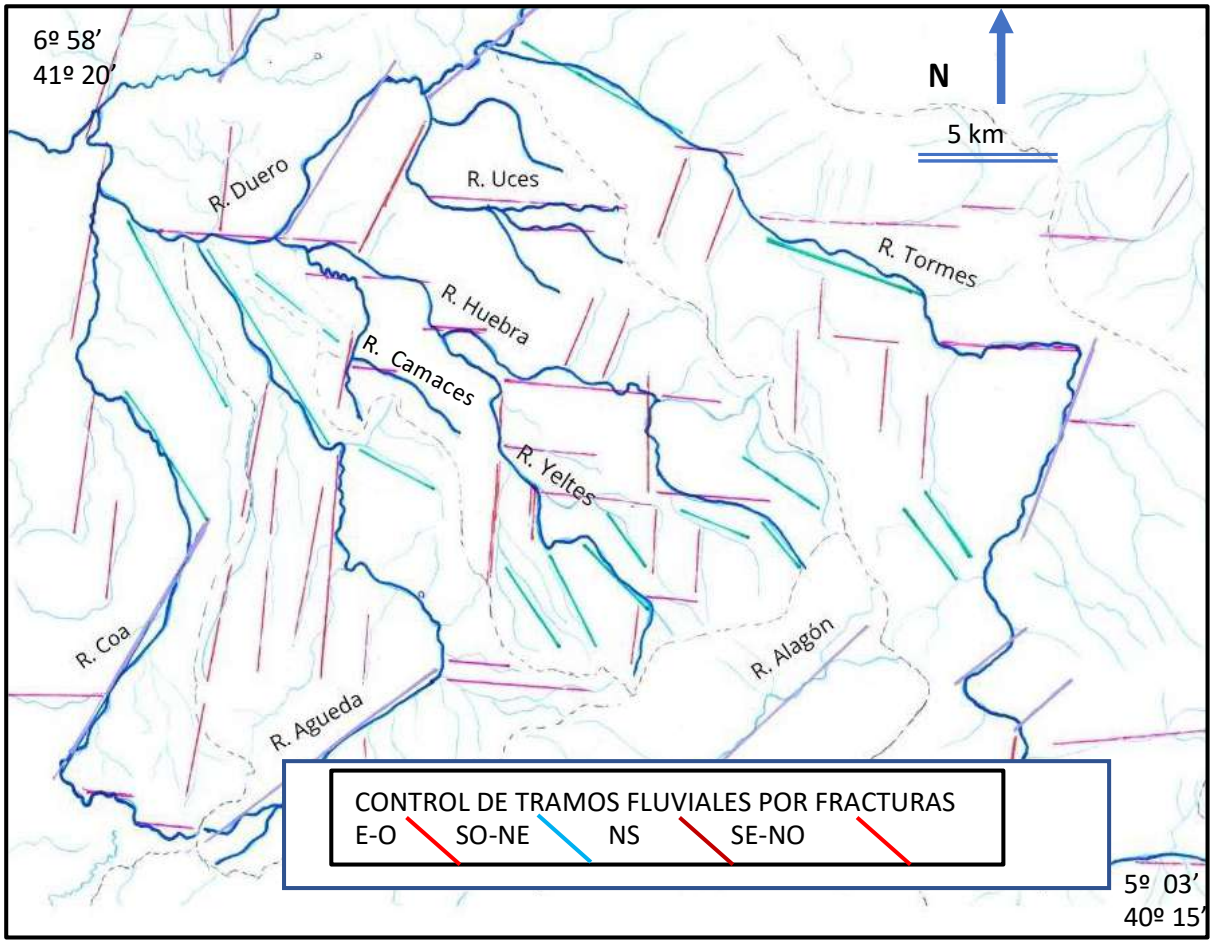


Figura 1. Direcciones de fracturación condicionantes de la red fluvial y de sus cambios.
Figure 1. Fracture directions driving the fluvial network and its changes.

La dirección SO-NE define los grandes accidentes morfotectónicos que controlaban las arterias principales hacia la cuenca endorreica, pero que siguen constituyendo tramos encajados significativos e incluso han podido actuar como vías de inversión de flujo en la consolidación moderna del drenaje. Las direcciones N-S tienen un mayor desarrollo en el sector oeste, definiendo ya la tendencia de los ríos en su evacuación hacia el Duero. Las direcciones SE-NO son dominantes del giro final del flujo en su inversión conformando tramos entrecortados y cortos, que consolidan los cursos en esa nueva dirección, como es el caso del Huebra.

4. REDIRECCIONAMIENTO DE LOS CAUCES HACIA EL ATLÁNTICO

En el sector occidental, el Duero sigue ya una dirección E-O y el Águeda, como los ríos

portugueses adquieren la dirección perpendicular S-N. Para ello el Águeda, que en su tramo alto aún conserva la dirección endorreica SO-NE en un cañón exhumado, gira al NO a favor de la fosa de Ciudad Rodrigo, para reconducirse finalmente al Norte. El Huebra mantiene una clara dirección al NO resultado de intersecciones de tramos E-O y N-S. En sus tramos altos, como en el caso del Águeda y del Yeltes, es frecuente en sus afluentes la tendencia E-O, resilente de las cuencas paleógenas, y que genera drenajes imprecisos y resurgencias. Estas direcciones quedan muy desdibujadas en el drenaje actual dada la jerarquización generalizada hacia el NO.

El río Tormes es un ejemplo clásico de codo de captura del Pleistoceno Inferior o anterior (Jiménez Fuentes, 1987). Desde su valle axial del SCI, el río se dirige al Norte por reajustes tardíos de la falla Alba-Villoria. Otra falla de dirección E-O determina su giro y reconducción hacia el NO, al Atlántico y magnifica su caudal con el aporte de sus afluentes.

5. EL CASO DEL RÍO CAMACES

El río Camaces, representa un caso singular y un ejemplo de evolución de una red condicionada por patrones preexistentes y capturas apenas apreciables preservando paisajes relictos. Esta cuenca ocupa una extensa planicie entre el Águeda y el Huebra con un profundo y sinuoso cañón antes de desembocar en el Huebra, cerca ya del Duero (Figura 2.) Esa incisión contrasta con el hecho de que se trata de un curso de menos de 50 km, 15 solo el cañón, y el resto discurre sobre la planicie colgada sin desarrollo de cabecera.

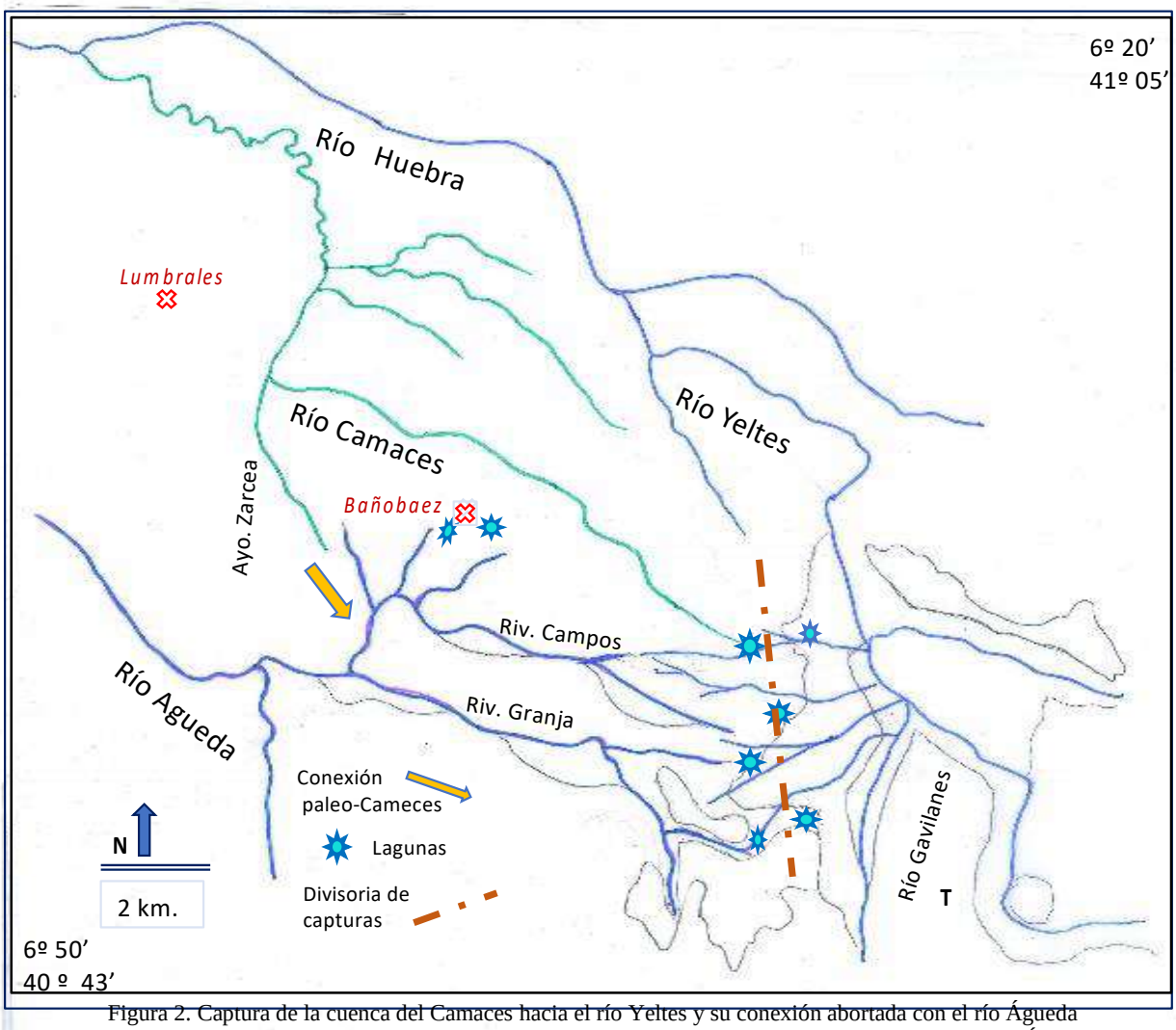


Figura 2. Captura de la cuenca del Camaces hacia el río Yeltes y su conexión abortada con el río Águeda

Figure 2. Capture of the Camaces river basin towards the Yeltes river and its aborted connection with the Águeda river.

Su curso, N-S, solo recibe algunos afluentes por su margen derecha. Tras sufrir un brusco giro de 90º al Este, su curso se diluye hacia sus fuentes en una laguna, con apenas 100 m diferencia de

cota. El cauce N-S abandonado, se prolonga en dos pequeños valles sobredimensionados (Ayo. Zarcea, y Val del Alijón) definiendo un eje S-N de continuidad del Camaces que conecta con el cañón del Águeda. A su vez, en esta planicie confluyen desde el Este otros dos cauces (Riveras de Campos y La Granja) que conformarían una red de afluentes orientales del eje Águeda - Camaces, y, por tanto, el curso alto del Camaces actual representaría otro afluente más de esa extinta arteria N-S. La existencia de una zona semi-palustre (Bañobarez) donde convergen otros pequeños arroyos apoya las difluencias locales. La continuidad del Águeda hacia el Norte a lo largo del Camaces, genera el problema de la enorme diferencia de cota entre la planicie y el salto en la vertical de 250 m con el cañón del Águeda y que los afluentes han subsanado encajándose a su vez, lo que conllevaría un largo periodo de tiempo, aún considerando que el cañón de Agueda puede estar exhumado.

El actual Camaces, junto con las cabeceras de sus dos arroyos paralelos citados, tienen sus fuentes en una serie de lagunas y humedales que definen una línea divisoria de aguas, otro eje N-S, y de hecho, se aprecia una cierta continuidad con los afluentes de esa vertiente oriental que se desarrollan también a partir de las lagunas de cabecera. Estos afluentes de la cuenca del Yeltes-Gavilanes son mucho más cortos y numerosos, revelando una captura de la cuenca del Yeltes respecto a la del Camaces, que sería un proceso de desplazamientos lateral de toda la divisoria y por captación de los freáticos. De hecho, la cuenca del Yeltes, que drena hacia el Norte en dirección S-N, es más profunda y demuestra un encajamiento muy activo, recogiendo las aguas de varios tributarios que descienden de las Sierras, como el Gavilanes y el Tenebrilla. La movilidad lateral hacia el Este de tributarios paralelos al Yebra, ya ha sido explicada para justificar las extensas llanuras aluviales de esos cauces y sus procesos evolutivos desde el Plioceno (Martin Serrano *et al.*, 2012).

En la vertiente occidental también se presentan restos de terrazas cementadas y colgadas sobre los afluentes, indicando una mayor actividad pretérita ligada al desmantelamiento de las rañas, en las que se están encajando. El caso del Camaces resulta de especial interés para el estudio de la ictiofauna en peligro de extinción, pues presenta endemismos diferenciados. La captura de sus cabeceras y la consecuente desconexión de aportes hídricos impediría a este río progresar en su encajamiento y por tanto su aislamiento evolutivo, para especies de ciprínidos como el *Anchosdrostoma salmantium* (Corral-Lou, A. *et al.*, 2007).

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La evolución de la red fluvial se sintetiza en el redireccionamiento de los cursos previos SO-NE vertiendo hacia la cuenca endorreica terciaria, que se adaptan mediante la involución progresiva a cauces más norteados hasta llegar a consolidar definitivamente el flujo hacia el NE y concentrarlo en las actuales arterias principales. Esta evolución se produciría por relevos sucesivos entre afluentes de diversos tamaños, bien por capturas de cabeceras o lateralmente por la captación del flujo subterráneo hacia cauces dominantes más encajados. Durante estos procesos la impronta de las direcciones E-O paleógenas sigue siendo significativa especialmente en los arroyos de cabecera de la banda sur del piedemonte, donde se conservan áreas relictas sin apenas capacidad de evolución dada su débil potencia fluvial. Esa insuficiente organización fluvial beneficia que ríos del Sur, como el Alagón, penetre el piedemonte septentrional capturando el drenaje de la altiplanicie. La evolución de la red de drenaje sobre litologías resistentes hay que entenderla como el resultado de la superposición de ríos diferentes, un -palimpsesto- reutilizando esa terminología que también es aplicable en geología como ha sugerido Borjnerud (2025).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Borjnerud, M. (2025). *Escuchar la historia de las piedras.* Ed. Critica., 304 pp.

Corral-Lou, A. Perea, S. y Doadrio I. (2021). High genetic differentiation in the endemic and endangered freshwater fish Achondrostoma salmantinum Doadrio and Elvira, 2007 from Spain, as revealed by mitochondrial and SNP markers. *Conservation Genetics*. 22, 585–600.

Jiménez-Fuentes, E. (1987). Una captura fluvial en el Pleistoceno Inferior: El codo del Tormes. *Salamanca Revista Provincial de Estudios*, 22-23.

Knopf, E.B. (1924). Correlation of residual surfaces in the Eastern Appalachian highlands. *Geol. Soc.America Bull*, 35, 633-668.

Martin- Serrano, A. Cantano, M., Carral, P., Rubio, F. y Mediavilla, R. (2012). La degradación cuaternaria del piedemonte del río Yeltes (Salamanca). *Cuaternario y Geomorfología*, 12, 5-7.

Schumm, S. A. (1970). *The Fluvial System*. Wiley, 338 pp.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 153-156. ISBN: 978-84-10345-81-2

EVALUACIÓN PRELIMINAR DEL USO DE SENSORES RFID PARA EL SEGUIMIENTO DEL TRANSPORTE DE CLASTOS EN ARROYOS DE LA PENÍNSULA BYERS (ANTÁRTIDA MARÍTIMA)

Initial assessment of the use of RFID sensors for monitoring cobble transport in streams of Byers Peninsula (Maritime Antarctica)

Alejandro Gómez-Pazo[1], Jesús Ruiz-Fernández[2], Miguel A. de Pablo[3], Rosana Menéndez-Duarte[4], Javier Santos-González[1], Antonio Fernández-Fernández[5], Lidia Ferri-Hidalgo[2], Daniel Vázquez-Tarrío[6], Mariana Van den Bergh[7] y Fernando Berenguer-Sempere[8]

1. Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24071, León. agomp@unileon.es
2. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, C/ Amparo Pedregal s/n, 33011, Oviedo.
3. Unidad de Geología, Universidad de Alcalá, 28805, Alcalá de Henares, Madrid.
4. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo.
5. Departamento de Geografía, UNED, Ps/ Senda del Rey 7, 28040, Madrid.
6. Departamento de Riesgos Geológicos y Cambio Climático, Centro Nacional IGME, CSIC, C/ Matemático Pedrayes 25, 33005, Oviedo.
7. Instituto Geográfico Nacional de Bélgica, Av/ Cortenbergh 115, 1000 Bruselas, Bélgica.
8. Escuela Politécnica Superior, Universidad Católica de Murcia, Av/ De los Jerónimos, 135, 30107, Murcia.

Abstract: We investigated sediment transport in polar streams using RFID-tagged clasts across three catchments on Byers Peninsula, Antarctica. A total of 240 PIT tags were seeded and surveyed between January 2023 and February 2024. Clast relocation was assessed with DGPS, revealing a 61.3% recovery rate and an average displacement of 56.3 m. Notable spatial variability was observed, with maximum movement reaching 683 m. Sector-specific differences relate to stream morphology, slope, and ice presence. RFID technology proved effective for long-term sediment tracking in remote environments, allowing researchers to analyze fluvial dynamics under polar conditions.

Palabras clave: RFID, arroyos, Península Byers, Isla Livingston, Antártida marítima.
Keywords: RFID, streams, Byers peninsula, Livingston Island, Maritime Antarctica.

1. INTRODUCCIÓN

El uso de sensores de radiofrecuencia (RFID) permite conocer el desplazamiento de elementos individuales en los cauces fluviales, logrando de esta manera ampliar el conocimiento sobre el transporte de sedimentos y mejorando las técnicas tradicionales en las que la interpretación y el trabajo manual tenía una mayor importancia (Gilet *et al*., 2020). Estos dispositivos se han transformado en fundamentales para el estudio de los ríos en las últimas décadas, empleándose en distintos contextos y tipos de cauces (Vázquez-Tarrío *et al*., 2019; Liébault *et al*., 2024). Una de las principales fortalezas del uso de RFID es que permite un monitoreo continuo y a largo plazo con un mantenimiento mínimo (Le Breton *et al.*, 2022).

En este sentido, la presente investigación busca conocer en detalle las características de los desplazamientos del material a lo largo del cauce de tres arroyos polares usando sensores RFID, poniendo el foco en un enclave de especial interés ecológico y ambiental como es la Zona Antártica Especialmente Protegida (ZAEP) de la Península Byers.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra situada en la Península Byers, perteneciente a la isla Livingston. Esta península constituye la mayor área libre de hielo del archipiélago de las Shetland del Sur, con ~60 km^2 de extensión.

Desde el punto de vista geológico, Byers se compone de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias de tipo detrítico (esencialmente areniscas, lutitas y conglomerados) del Jurásico y del Cretácico, así como por sills, diques y otros cuerpos intrusivos también de edad cretácica (Hathway y Lomas, 1998; Parica *et al*., 2007). Su relieve está articulado por plataformas escalonadas sobre las que sobresalen algunos pitones volcánicos (Cerro Penca con 217 m de altitud, Chester Cone con 188 m, o Cerro Negro con 143 m), que están orladas por el sur, el norte

y el oeste por varios niveles de playas levantadas holocenas. Hacia el este Byers limita con el glaciar de domo Rotch. El clima de este ámbito es de tipo polar marítimo, con una temperatura media anual del aire a 70 m de altitud de -2.8 ºC, una moderada amplitud térmica y unas precipitaciones del orden de 500 a 800 mm/año (Bañón *et al*., 2013).

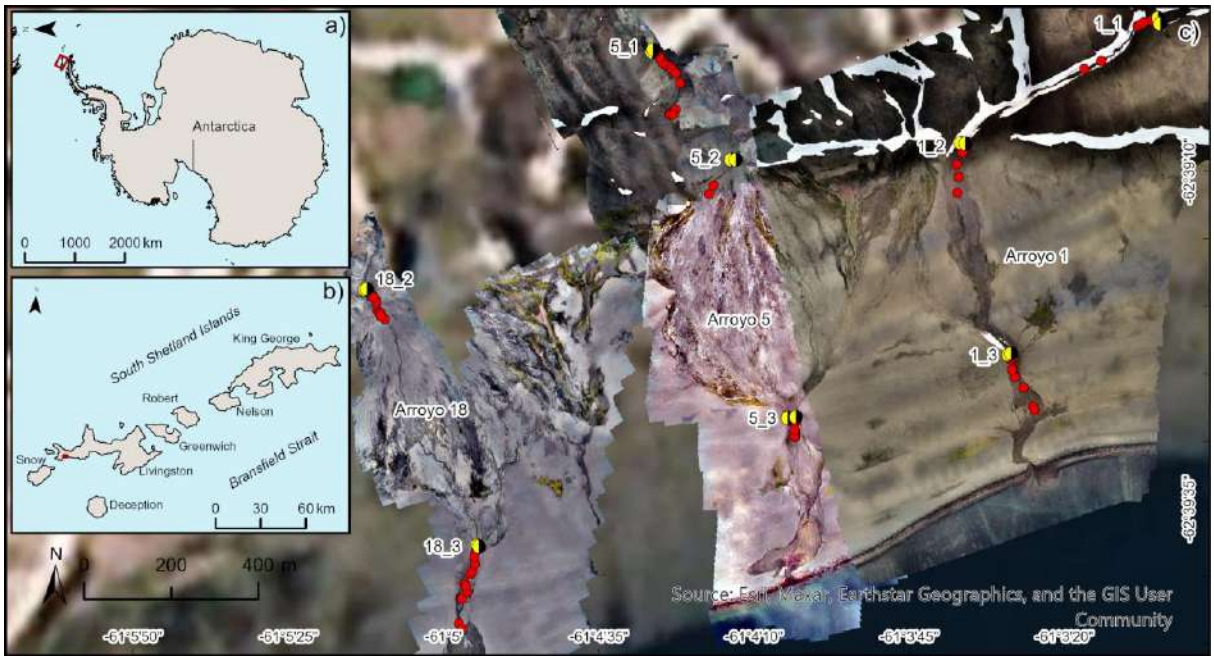


Figura 1. Mapa de localización de la península Byers en el contexto antártico (a) y en las Islas Shetland del Sur (b). Los puntos amarillos/negros en (c) representan la zona de implantación de los sensores, con el código al lado, y los puntos rojos representan la posición de los sensores en 2024.

Figure 1. Location map of the Byers Peninsula in the Antarctic context (a), in the South Shetland Islands. The yellow/black dots in (c) indicate the sensor deployment area, with their corresponding codes, while the red dots show the sensor positions in 2024.

Dentro de Byers, los tres arroyos seleccionados están situados en las Playas del Sur. Se trata de arroyos de carácter temporal que, por tanto, no funcionan como tales durante la temporada invernal. Según la clasificación de los arroyos de Byers efectuada por Mink *et al*. (2014), los arroyos elegidos se corresponden con los números 1, 5 y 18. Los tres surgen a partir de la plataforma más elevada que arma la espina dorsal de la península, a cotas de 121, 140 y 99 m s.n.m., y atraviesan 6 niveles de playas levantadas con altitudes comprendidas entre 15 y 2 m, para finalmente alcanzar el mar. Sus cuencas son de 3,23, 1,91 y 0,98 km^2 de extensión, respectivamente (Mink *et al*., 2014).

3. MATERIALES Y MÉTODOS

El estudio de las variaciones en este sector se ha realizado mediante la implantación de los sensores RFID modelo HDX PIT tags de 23 mm de la marca Oregon RFID. Esta instalación se ha realizado a partir de la recogida, agujereado, introducción de sensor y sellado en el laboratorio de clastos recogidos en el sector a analizar. Previamente se hizo un estudio granulométrico, eligiendo cantos cuyo tamaño fuera representativo de la media obtenida en cada arroyo. Esto difiere de otros métodos como el aplicado en sectores costeros (Hastewell *et* al., 2019; Gómez-Pazo *et al.*, 2021) en el que la instalación se realiza *in situ*, pero sigue las dinámicas observadas previamente en otros sectores fluviales (Ibisate *et al.*, 2025).

La implantación de los sensores se realizó entre el 8 y el 12 de febrero de 2023. Se situaron un total de 240 sensores distribuidos en 8 sectores. Estos sectores se han distribuido, como se aprecia en la Figura 1, en los tres arroyos de Byers ya reseñados, atendiendo a la morfología de éstos y a su tamaño. En los arroyos en cuestión (1, 5 y 18) se crearon tres líneas de implantación en los dos primeros y dos en el último. Esta nomenclatura define los códigos de sectores que se emplearán a lo largo del trabajo, siendo el 1 el sector más alto y el 3 el más próximo al mar. En cada uno de los sectores de introducción se diseñó una línea perpendicular al cauce del arroyo ajustada a la anchura de éste en el momento de la implantación. Y en cada una de estas se introdujeron 30 sensores RFID caracterizados con un código único e

introduciéndolos de manera correlativa a lo largo de la línea.
Por su parte, la relocalización de los dispositivos se realizó entre los días 9 y 10 de febrero de 2024, siguiendo la dinámica de recorrer el sector analizado con el detector de RFID y posicionando cada uno de los sensores detectados empleando un receptor DGPS.



Figura 2. Ejemplo de instalación de línea de cantos equipados con sensores RFID en el sector 1 del arroyo 1. Fotografía tomada el 10 de febrero de 2023.
Figure 2. Example of installation of a line of pebbles equipped with RFID sensors in sector 1 of stream 1. Photograph taken on February 10, 2023.

El análisis de los resultados se ha realizado mediante el uso de R, software en el que se han introducido las posiciones de los sensores en ambas campañas de trabajo de campo. También se ha delimitado el sector del arroyo a partir de técnicas de fotointerpretación sobre imágenes de dron tomadas en febrero de 2024, con la finalidad de acotar el posible sector de movimiento de los clastos, reduciendo de este modo la incertidumbre en las distancias de los movimientos registrados. Se ha establecido un umbral de 3 m para clasificar cada canto equipado con un sensor RFID como móvil. Este valor se basa en la posible incertidumbre en los dispositivos empleados tanto en la introducción de los sensores como en su búsqueda durante la campaña de 2024.

4. RESULTADOS

El análisis llevado a cabo ha evidenciado la importancia de los desplazamientos en este sector y la gran tasa de recuperación de los sensores, exceptuando el sector 2 del arroyo 5 (Tabla 1).

Excluyendo los trazadores inmóviles, el desplazamiento medio de los cantos ha superado los 56 m, con una desviación estándar de 89,6 m. Por su parte, la tasa de bloques desplazados entre ambas fechas ha sido del 44,6%, mientras que la de cantos localizados ha sido del 61,3%.

Tabla 1. Valores de los desplazamientos entre 2023 y 2024.
Table 1. Displacement values between 2023 and 2024.

Sector	Clastos desplazados	Desplazamiento (m)		
		Media	Mediana	Máx.
1_1	15	95,6	34,8	683,0
1_2	9	24,4	18,0	83,8
1_3	8	72,0	48,7	152,0
5_1	27	62,7	24,6	474,9
5_2	1	78,2	78,2	78,2
5_3	20	19,5	19,5	50,6
18_2	11	49,6	49,6	83,4
18_3	16	71,1	71,1	207,7

Los desplazamientos muestran una elevada heterogeneidad, tanto en los valores medios como en los máximos. Destaca el sector 1 del arroyo 1, donde la media alcanza los 95,6 m y se registra el mayor desplazamiento individual (683 m). En contraste, sectores como el 3 del arroyo 5 o el 2 del arroyo 1 presentan desplazamientos medios mucho menores (19,5 y 24,4 m respectivamente).
En el caso de los dos sectores analizados en el arroyo 18, se puede observar una dinámica bastante semejante de los datos estadísticos de centralidad, lo que sugiere una mayor semejanza en el desplazamiento de los cantos de este arroyo. Por el contrario, en los sectores 1 del arroyo 1 y el 5, la diferencia entre la media y la mediana es muy marcada, lo que se debe principalmente a los desplazamientos extremos en estos sectores.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados de este trabajo evidencian, en términos generales, la alta energía de los arroyos monitorizados, capaces de movilizar los cantos durante decenas de metros, alcanzando una distancia media de 56 m. No obstante, este dato esconde una gran disparidad en las tasas de desplazamiento en los sectores estudiados, que son máximas en el tramo superior de los arroyos 1 y 5, y también en los sectores 3 del arroyo 1, y 2 del arroyo 5. Las diferencias obtenidas entre los distintos sectores se relacionan con múltiples factores, como la diferencia en la posición de los sectores de implantación de los sensores, la pendiente de los arroyos, la cantidad de agua, la cantidad y duración de la nieve, etc.
En la primera campaña en la que se ha llevado a cabo el reposicionamiento de los clastos, han

quedado patentes también otras dificultades a la hora de obtener los valores, como es la presencia de neveros no fundidos en distintos sectores de los arroyos. La campaña anterior (2023), en la que instalaron los cantos equipados con sensores RFID, la extensión de la nieve al final del verano antártico fue mínima, y claramente inferior a la del año 2024.



Figura 3. a) Sector de implantación 2 del arroyo 5 en 2023 y b) zona inferior del sector 2 del arroyo 5 en 2024.
Figure 3. a) Implementation sector 2 of stream 5 in 2023 and b) Lower area of sector 2 of stream 5 in 2024.

En consecuencia, en la campaña 2024 (y también en 2025) en los tramos altos de los arroyos monitorizados había varias zonas ocupadas por neveros, especialmente en el área distal del tramo encajado de los arroyos, justo antes de discurrir sobre los sistemas de playas levantadas superiores. En la Figura 3 se observan las diferencias en las proximidades del sector 2 del arroyo 5 entre los dos años que se incluyen en el estudio. Se estima que la gran presencia de nieve en ese sector ha sido el motivo fundamental para la baja tasa de recuperación en este tramo concreto (3.3%).

El papel de la nieve en la dinámica de estos arroyos es preponderante, pues ésta puede generar barreras temporales para el flujo hídrico, además de crecidas súbitas. Por otra parte, los arroyos están secos durante parte del año, debido a la ausencia de flujo hídrico y al establecimiento de una cubierta nival continua. En este sentido, los tres arroyos estudiados han sido equipados también con cámaras *time-lapse* y, uno de ellos (arroyo 1) con una sonda de nivel. Con ello se pretende determinar las distintas fases que se suceden a lo largo del año en la dinámica de estos arroyos, así como las variaciones de la lámina de agua. La monitorización de los arroyos de este trabajo continuará durante las campañas 2025, 2026 y 2027, a fin de conocer la variabilidad interanual de su dinámica hidrogeomorfológica y los factores que la determinan.

AGRADECIMIENTOS

Esta publicación forma parte de los resultados de los proyectos PID2020-115269GB-I00 y CTM2016-77878-P.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bañón, M., Justel, A., Velázquez, D. y Quesada, A. (2013). Regional weather survey on Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Antarctic Science*, 25, 146-156.

Gilet, L., Gob, F., Gautier, E., Houbrechts, G., Virmoux, C. y Thommeret, N. (2020). Hydro-morphometric parameters controlling travel distance of pebbles and cobbles in three gravel bed streams. *Geomorphology*, 358, 107117.

Gómez-Pazo, A., Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A. (2021). Tracking clast mobility using RFID sensors on a boulder beach in Galicia, NW Spain. *Geomorphology*, 373, 107514.

Hastewell, L. J., Schaefer, M., Bray, M. y Inkpen, R. (2019). Intertidal boulder transport: A proposed methodology adopting Radio Frequency Identification (RFID) technology to quantify storm induced boulder mobility. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44 (3), 681-698.

Hathway, B. y Lomas, S.A. (1998). The Upper Jurassic-Lower cretaceous Byers Group, South Shetland Islands, Antarctica: revised stratigraphy and regional correlations. *Cretaceous Research*, 19, 43-67.

Ibisate, A., García, H., Vázquez-Tarrío, D., Sánchez-Pinto, I., Herrero, X., de Olazagoitia, A. S. y Ollero, A. (2025). Bedload response to dam removal: Results from a 6-year particle tracking survey in the Leitzaran River (Basque Country). *Geomorphology*, 470, 109542.

Le Breton, M., Liébault, F., Baillet, L., Charléty, A., Larose, É., y Tedjini, S. (2022). Dense and long-term monitoring of earth surface processes with passive RFID—a review. *Earth-Science Reviews*, 234, 104225.

Liébault, F., Piégay, H., Cassel, M., Arnaud, F., 2024. Bedload tracing with RFID tags in gravel-bed rivers: Review and meta-analysis after 20 years of field and laboratory experiments. *Earth Surface Processes and Landforms* 49, 147-169.

Mink, S., López-Martínez, J., Maestro, A., Garrote, J., Ortega, J. A., Serrano, E., Durán, J.J. y Schmid, T. (2014). Insights into deglaciation of the largest ice-free area in the South Shetland Islands (Antarctica) from quantitative analysis of the drainage system. *Geomorphology*, 225, 4-24.

Parica, C.A., Salani, F.M., Vera, E., Remesal, M. y Césari, S.N. (2007). Geología de la formación Cerro Negro (Cretácico) en la isla Livingston: aportes a su ceocronología y contenido paleontológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62, 553-567.

Vázquez-Tarrío, D., Recking, A., Liébault, F., Tal, M., Menéndez-Duarte, R., 2019. Particle transport in gravel-bed rivers: Revisiting passive tracer data. *Earth Surface Processes and Landforms* 44, 112-128.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 157-160. ISBN: 978-84-10345-81-2

ESTIMACIÓN DE CAUDALES EN LA CUENCA DEL RÍO EBRO MEDIANTE REDES NEURONALES LSTM Y MC-LSTM CON CONSERVACIÓN DE MASA

Streamflow forecasting in the Ebro river basin using LSTM and Mass-Conserving LSTM neural networks

Inmaculada C. González-Planet[1] y Carmelo Juez[1]

1. Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC), Campus Aula Dei, 50059 Zaragoza, España. ic.planet@ipe.csic.es

Abstract: In hydrology, machine learning (ML) offers alternatives to traditional process-based modelling by identifying numerical patterns in time series data without solving conservation equations. This study applies a Long Short-Term Memory (LSTM) neural network to learn sequential relationships between atmospheric, climatic, and geographic features and daily streamflow data from 39 headwater gauging stations in the northern Ebro river basin. Since LSTM does not inherently enforce physical laws, the Mass-Conserving LSTM (MC-LSTM) model is also implemented. Results highlight not only the high accuracy of LSTM models in forecasting streamflow but also the importance of integrating physics-based constraints to capture the hydrological dynamics.

Palabras clave: hidrología, redes neuronales, ML, LSTM.
Keywords: hydrology, neural networks, ML, LSTM.

1. INTRODUCCIÓN

En hidrología, el uso de herramientas de aprendizaje automático (ML) ha ganado popularidad debido a su capacidad para proporcionar enfoques alternativos que complementan la modelización tradicional basada en ecuaciones de naturaleza física. Los algoritmos de ML presentan una flexibilidad de adaptación a los datos de entrenamiento gracias a que establecen relaciones empíricas entre las variables de entrada y salida sin necesidad de resolver el sistema completo de ecuaciones físicas, las cuales se cumplen rígidamente en los modelos hidrológico-hidráulicos distribuidos o semi-distribuidos. Esta flexibilidad de adaptación amplía el campo de aplicación de los modelos hidrológicos a regiones con disponibilidad limitada de datos.

Estos modelos de datos con algoritmos de ML han demostrado ser una buena alternativa en hidrología, ofreciendo resultados prometedores. En comparación con los modelos físicos, requieren menos recursos computacionales y una menor cantidad de información sobre los procesos que se desean modelar, lo que los convierte en una opción más accesible y eficaz en comparación con los modelos físicos (Hunt *et al*., 2022). En particular, las redes neuronales artificiales (ANNs) están siendo ampliamente utilizadas para captar la complejidad de las relaciones no lineales entre procesos físicos, lo que las hace especialmente adecuadas para el estudio de los procesos hidrológicos, caracterizados por secuencias altamente no lineales (Juez *et al*., 2023).

En este estudio, se han empleado tanto la arquitectura de red neuronal Long Short-Term Memory (LSTM) como su variante que impone la conservación de masa, Mass-Conserving LSTM (MC-LSTM), con el objetivo de estimar los caudales en 39 estaciones de aforo ubicadas en la vertiente norte de la cuenca hidrográfica del río Ebro.

2. ZONA DE ESTUDIO

La vertiente norte de la cuenca hidrográfica del río Ebro (Figura 1), de 42560 km^2, genera alrededor del 90% de la escorrentía total de la cuenca del Ebro (Batalla *et al*., 2004) debido, principalmente, a la presencia de los Pirineos en el norte de la misma. La elevación de la cuenca varia significativamente, con elevaciones medias por encima de los 2600 m.s.n.m en los Pirineos y en torno a 200 m.s.n.m. en el Valle del Ebro. Se trata de una región con morfología compleja y con la presencia de varios regímenes hidroclimáticos: regímenes pluviales en las estaciones situadas en el valle del Ebro, y pluvio-

nivales en aquellas cuya área de drenaje presenta una proporción significativa por encima de los 2000 m.s.n.m. Algunos de los ríos principales se encuentran fuertemente regulados mientras que otros mantienen un régimen hidrológico natural. Para este estudio se han analizado las estaciones de aforo situadas en ríos sin alteraciones antropológicas aguas arriba.

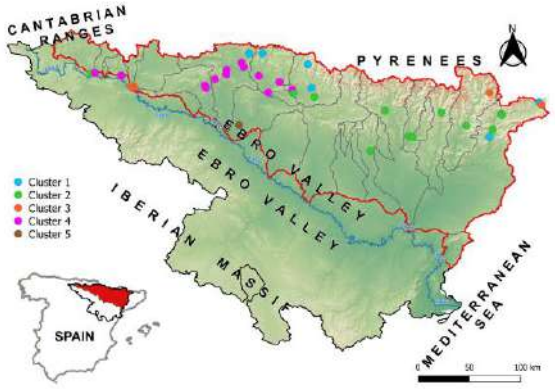


Figura 1. Localización de la zona de estudio. La línea negra indica la Cuenca del río Ebro y el sombreado rojo / línea roja señalan la parte norte. Los puntos representan las estaciones de aforo. Sus colores representan los distintos grupos con similitudes hidrológicas regionales.
Figure 1. Location of the study region. The black outline indicates the Ebro basin and the red shading / outline highlights the northern part. The dots represent the gauging stations used in this study. Their colours represent a distinct cluster, highlighting regional hydrological similarities.

3. METODOLOGÍA

Las redes neuronales LSTM son un tipo de redes neuronales recurrentes (RNN) diseñadas para aprender relaciones secuenciales en una variedad de escalas temporales (Hochreiter & Schmidhuber, 1997). Las RNN básicas presentan dificultades para capturar dependencias a largo plazo debido al problema del desvanecimiento o explosión del gradiente, lo que limita su capacidad de aprendizaje en secuencias extensas. Esta limitación es superada por las redes LSTM, que incorporan un estado interno o celda de memoria, permitiendo almacenar y preservar información relevante durante largos periodos de tiempo. Sin embargo, los patrones numéricos identificados por los modelos LSTM no necesariamente deben respetar leyes universales físicas, como por ejemplo la conservación de la masa. Por ese motivo, el modelo MC-LSTM (Hoedt *et al*., 2021) ha sido utilizado y comparado con el modelo LSTM clásico. La arquitectura MC-LSTM introduce una estructura de celda modificada que cumple con las leyes de conservación al extender el sesgo de aprendizaje para modelar la redistribución de la masa.

Las variables de entrada consideradas en los modelos incluyen variables climáticas, atmosféricas y geográficas relevantes para la estimación de la variable de salida, el caudal. Específicamente, se utilizan: precipitación acumulada diaria, temperatura máxima, temperatura mínima, humedad relativa del aire, índices atmosféricos (NAO y WEMO), índice de sequía SPEI, área de drenaje de la estación de aforo, elevación de la estación y porcentaje de los principales usos del suelo en dicha área de drenaje. Excepto las variables geográficas, que son estáticas, el resto corresponde a series temporales diarias comprendidas entre el 1 de octubre de 1989 y el 30 de septiembre de 2022. Este periodo se divide en tres fases: entrenamiento (1989–2012), validación (2012–2017) y prueba (2017–2022) del modelo.

Se han estudiado tres escenarios de entrenamiento para cada arquitectura: i) TS1:Modelo individual, donde se entrena un modelo por cada estación de aforo, contando entonces con 39 modelos independientes, ii) TS2: Modelo regional, donde existe un único modelo entrenado con la información de todas las estaciones de aforo, y iii) TS3: Modelo por grupos, donde se entrena un modelo por cada grupo de estaciones de aforo indicados por colores en la Figura 1, generando 5 modelos para cada arquitectura.

Para la evaluación de los modelos se emplearon dos métricas: el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE;Nash & Sutcliffe, 1970) y el error cuadrático medio normalizado asociado a periodos de retorno ($nRMSE_{Tx}$). El NSE es una métrica ampliamente utilizada en modelado hidrológico para valorar la capacidad predictiva global del modelo, mientras que el RMSE normalizado permite analizar su ajuste en distintos rangos de caudal, facilitando así la evaluación de su capacidad para detectar eventos extremos.

4. RESULTADOS

La Figura 2 resume los resultados obtenidos para la métrica NSE en ambas arquitecturas y en los distintos escenarios analizados, diferenciados por grupos. En la mayoría de los grupos, el modelo MC-LSTM presenta un mejor rendimiento en el escenario TS1 (mediana NSE = 0.56). No obstante, en los escenarios TS2 y TS3, su desempeño disminuye o no muestra

mejoras significativas (medianas NSE = 0.47 y 0.56, respectivamente). En estos casos, la arquitectura LSTM estándar ofrece mejores resultados, destacando particularmente el escenario TS2 (mediana NSE = 0.66), donde alcanza los valores más altos en casi todos los grupos, salvo en el grupo 1, donde el escenario TS3 entrenado con LSTM obtiene la mejor puntuación en términos de NSE.

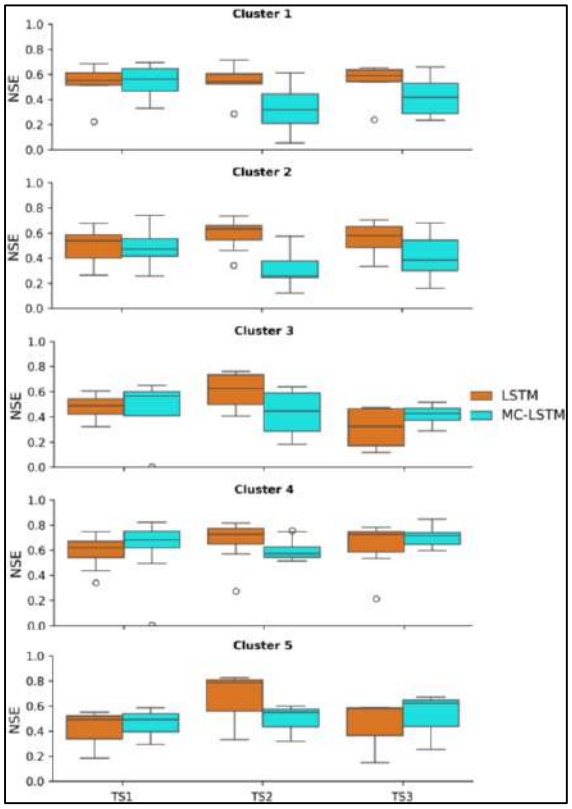


Figura 2. Valores NSE por ambas arquitecturas LSTM y MC-LSTM en el periodo de prueba (2017-2022), mostrando los resultados de los modelos entrenados bajo distintos escenarios TS1, TS2 y TS3.

Figure 2. NSE values for both LSTM and MC-LSTM architectures across the test period (2017-2022). Results under different training scenarios TS1, TS2, and TS3 are shown.

La figura 3A muestra la métrica de error calculada a partir del $nRMSE_{Tx}$. La configuración óptima para la simulación de caudales situados entre los periodos de retorno de 1 y 2 años se consigue con el entrenamiento del modelo LSTM bajo las condiciones del escenario de entrenamiento TS2, ya que muestran los menores valores de $nRMSE_{T1}$ (mediana $nRMSE_{T1}$=0.35), siendo los errores obtenidos por el modelo MC-LSTM siempre mayores. Sin embargo, para valores de caudal elevados, como valores por encima del periodo de retorno de 10 años, el modelo MC-LSTM muestra un mejor rendimiento tanto en el escenario de entrenamiento TS1 (mediana $nRMSE_{T10}$ = 0.61) como en TS3 (mediana $nRMSE_{T10}$ = 0.50). Los errores obtenidos por ambos modelos se incrementan conforme aumentan los valores de caudal, aunque el modelo LSTM lo hace a mayor velocidad (Figura 3B).

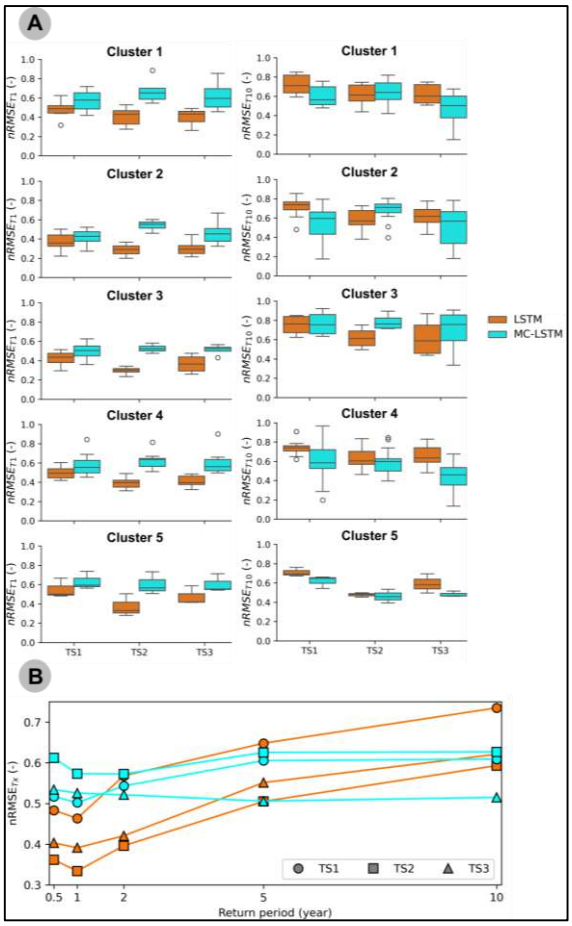


Figura 3. A) $nRMSE_{T1}$ para eventos entre periodos de retorno de 1 y 2 años, y $nRMSE_{T10}$ para eventos de magnitudes por encima del periodo de retorno de 10 años para ambas arquitecturas LSTM y MC-LSTM en el periodo de prueba. Los resultados se muestran bajo los distintos escenarios de entrenamiento y agrupados por clusters. B) Medianas de $nRMSE_{Tx}$ según el periodo de retorno y del escenario de entrenamiento para todas las estaciones de aforo.

Figure 3. A) $nRMSE_{T1}$ for flow magnitudes between one-year return period and two-year return period, and $nRMSE_{T10}$ for flow magnitudes above ten-year return period. Results are shown under the three training scenarios and grouped by clusters. B) Median $nRMSE_{Tx}$ for return period depending on the training scenario for all gauging stations.

5. DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos por la arquitectura MC-LSTM en el primer escenario (TS1) destacan la relevancia de incorporar restricciones físicas en el modelo, lo cual favorece el cumplimiento de

la ley de conservación de la masa, reduce el tiempo de cómputo y mejora la precisión de las predicciones. No obstante, en escenarios regionales o grupales (TS2 y TS3), el rendimiento del modelo MC-LSTM no supera al de la arquitectura LSTM puramente basada en datos (Frame *et al*., 2022). Esta diferencia puede atribuirse a que, la restricción de masa trabaja como una regularización, ayudando al modelo a generalizar sin necesidad de tanta información como se dan en TS2 o TS3. De esta manera, en el escenario TS1, donde sólo existe información local, la distribución de masa ayuda a conseguir mejores resultados que en el modelo sin limitación, el LSTM. En cambio, los escenarios TS2 y TS3 integran datos de múltiples estaciones, lo que podría dificultar la correcta asignación de masa en cada una.

Sin embargo, si se desagregan los valores de caudal, el modelo MC-LSTM consigue simular más fielmente la magnitud de los eventos ocurridos con una menor frecuencia, tanto en los escenarios TS1 como TS3. De nuevo, la regularización incorporada a guiar su entrenamiento y aprendizaje, de manera que precisa de un menor número de datos para conseguir resultados similares o mejores con el modelo LSTM. Valores extremos, como son caudales de periodos de retorno por encima de 2 años, se encuentran menos representados en el conjunto de entrenamiento, por lo que el modelo MC-LSTM es capaz de modelarlos mejor, pero el modelo tradicional LSTM necesitaría de más casos similares para poder simularlos en el mismo grado de precisión.

Como línea futura de investigación, se propone profundizar en el análisis de este comportamiento con el objetivo de comprender las causas de la pérdida de precisión del enfoque MC-LSTM en contextos regionales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está financiado por el Consejo Europeo de Investigación (European Research Council, ERC) a través del programa Starting Grant de Horizonte Europa 2021 bajo el acuerdo de subvención REA número 101039181-SED@HEAD. Los autores también agradecen los datos proporcionados por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) y por el Laboratorio de Climatología y Servicios Climáticos (LCSC) del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Batalla, R. J., Gómez, C. M., Kondolf, G. M. (2004). Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*, 290 (1-2), 117-136. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.12.002

Frame, J. M., Kratzert, F., Klotz, D., Gauch, M., Shalev, G., Gilon, O., Qualls, L. M., Gupta, H. V., Nearing, G. S. (2022). Deep learning rainfall–runoff predictions of extreme events. *Hydrology and Earth System Sciences*, 26 (13), 3377-3392. https://doi.org/10.5194/hess-26-3377-2022

Hochreiter, S., Schmidhuber, J. (1997). Long Short-term Memory. *Neural Computation*, 9, 1735-1780. https://doi.org/10.1162/neco.1997.9.8.1735

Hoedt, P.-J., Kratzert, F., Klotz, D., Halmich, C., Holzleitner, M., Nearing, G., Hochreiter, S., Klambauer, G. (2021). MC-LSTM: Mass-Conserving LSTM (No. arXiv:2101.05186). arXiv. http://arxiv.org/abs/2101.05186

Hunt, K. M. R., Matthews, G. R., Pappenberger, F., Prudhomme, C. (2022). Using a long short-term memory (LSTM) neural network to boost river streamflow forecasts over the western United States. *Hydrology and Earth System Sciences*, 26 (21), 5449-5472. https://doi.org/10.5194/hess-26-5449-2022

Juez, C., Garijo, N., Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S. (2023). Six Decades of Hindsight Into Yesa Reservoir (Central Spanish Pyrenees): River Flow Dwindles as Vegetation Cover Increases and Mediterranean Atmospheric Dynamics Take Control. *Water Resources Research*, 59 (1), e2022WR033304. https://doi.org/10.1029/2022WR033304

Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10 (3), 282-290. https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 161-164. ISBN: 978-84-10345-81-2

CLASIFICACIÓN DE TRAMOS FLUVIALES DE NATURALEZA TRENZADA TENIENDO EN CUENTA EL TIPO Y EXTENSIÓN DE DIFERENTES REAJUSTES GEOMORFOLÓGICOS (ASTURIAS)

Classification of River Reaches Based on Geomorphological Adjustment Types and Extent in Braided Rivers (Asturias)

L. Incera-Sañudo[1], E. Fernández-Iglesias[1], M. Fernández-García[1], V. Moro[1], G. González-Rodríguez[1], D. Vázquez-Tarrío[2], R. Menéndez-Duarte[1,3] y F.J. Fernández[1,3]

1. Instituto de Recursos Naturales y Ordenación del Territorio (INDUROT), Universidad de Oviedo. Campus de Mieres, C/Gonzalo Gutiérrez Quirós s/n, 33600 Mieres, España. incerasanudolaro.fuo@uniovi.es
2. Instituto Geológico y Minero de España –CSIC, C/Ríos Rosas,23, Madrid, España.
3. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España.

Abstract: Since 1950s, an evolutionary analysis has been conducted to quantify the geomorphological changes that have occurred in ten sections of the Aller River in Asturias. The river is one of the last braided channels to be preserved in the Cantabrian area. Data on changes in the active channel, bank erosion, artificial channel infill, and vertical incision were collected through fieldwork, as well as using UAV imagery and 12 aerial photographs taken between 1957 and 2024. Changes in land use within the fluvial basin and historical flooding were also incorporated into the study. Several thresholds and scores were assigned to each morphodynamic parameter to classify these ten reaches into three intensity levels: low, moderate and significant river change. Taking recovery actions to restore channel processes, enhance longitudinal and lateral flows, and improve sedimentary connectivity will ensure the long-term sustainability of geomorphological processes. Together with other factors, such as ecological and socio-economic criteria, the results are useful for decision-making in the complex system of river environment management.

Palabras clave: Ríos trenzados, alteraciones humanas, criterios morfodinámicos, priorización de tramos.
Keywords: Braided river, anthropogenic disturbance, morphodynamic indicators, reach prioritisation, river restoration.

1. INTRODUCCIÓN

En la región cantábrica (noroeste de España) apenas se conservan tramos con morfologías multicanal, ya sea de tipo trenzado o *braided* o tipo divagante o *wandering*. El aumento de la cobertura arbórea a escala de cuenca, la presencia de embalses, así como diversas actividades antrópicas realizadas en los sistemas fluviales a lo largo del último siglo han provocado una modificación en los balances de sedimento en la red hidrográfica, especialmente del sedimento como carga de fondo (Vázquez-Tarrío *et al.*, 2011; Vázquez-Tarrío y Menéndez-Duarte, 2014). Se trata de una tendencia observada en múltiples ríos no sólo de la península sino también en gran parte de Europa, que unida a variaciones en la frecuencia en intensidad e eventos extremos, forman parte del Cambio Global que está afectando a los ecosistemas fluviales. Como consecuencia, los ríos están experimentado un estrechamiento del canal, una progresiva simplificación del trazado y procesos de incisión. Todo ello ha dado lugar a una pérdida de diversidad morfológica, un elemento clave para el mantenimiento de la biodiversidad en los ecosistemas fluviales (Musso *et al.*, 2020; Ferrer-Boix *et al.*, 2023; Scorpio *et al.*, 2024).

Uno de los pocos cauces que aún conservan esta morfología multicanal en el noroeste peninsular se encuentra en el tramo medio-bajo del río Aller (Asturias). Se trata de un tramo que ha experimentado diversos cambios en su morfología asociados principalmente a diversos cambios en la cuenca y en la llanura aluvial durante las últimas décadas (desarrollos urbanos e industriales, ferrocarril y carreteras, minería, canalizaciones, incendios, etc.). En este trabajo se ha abordado un análisis de los cambios

geomorfológicos ocurridos a escala de tramo, para establecer una clasificación morfodinámica en función de los reajustes observados en un cauce de naturaleza trenzada, caracterizados precisamente por su elevada movilidad natural.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El estudio se centra en 17,5 km del curso medio del río Aller, en el nororeste de España, localizado entre las poblaciones de Collanzo y Moreda. Las altitudes superior e inferior del tramo son aproximadamente 522 y 301 m s.n.m, respectivamente, y drena una cuenca de 357 km². El río presenta una anchura media de cauce de 70 m y de llanura de inundación de unos 200 m. El área de estudio se ha dividido en 11 tramos, cuyas longitudes varían entre 1 y 2,8 km, con una longitud media de 1,6 km (Figura 1).

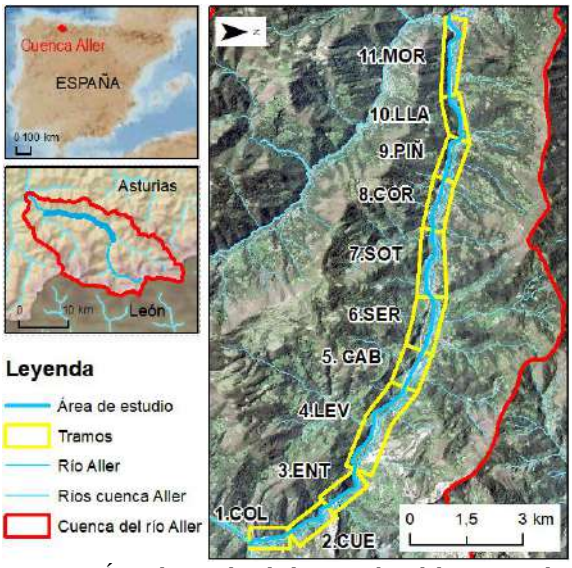


Figura 1. Área de estudio de los 17,5 km del curso medio del río Aller, dividido en 11 tramos que corresponden a las siguientes localidades: Collanzo (COL), Cuevas (CUE), Entrepeñas (ENT), Levinco (LEV), Cabañaquinta (CAB), Serrapio (SER), Soto (SOT), Corigos (COR), Piñeres (PIÑ), Llagar (LLA) y Moreda (MOR).

Figure 1. Study area of 17.5 km of the middle course of the Aller River, divided into 11 reaches corresponding to the following localities: Collanzo (COL), Cuevas (CUE), Entrepeñas (ENT), Levinco (LEV), Cabañaquinta (CAB), Serrapio (SER), Soto (SOT), Corigos (COR), Piñeres (PIÑ), Llagar (LLA), and Moreda (MOR).

3. METODOLOGÍA

Se realizó un análisis evolutivo a partir de 11 ortofotografías históricas (1957–2024) y modelos digitales del terreno (2012–2024), complementado con trabajos de campo y observaciones recientes mediante vuelos con dron. A partir de estos estudios se cartografiaron diferentes variables geomorfológicas, como el ancho del cauce y del canal activo, la sinuosidad y el índice de trenzamiento, así como otros indicadores de incisión observados en el canal principal. Adicionalmente se identificaron diversas modificaciones de naturaleza artificial entre 1957 y 2014 tanto en la llanura aluvial como en la cuenca, ligadas a infraestructuras longitudinales (ferrocarril, carreteras, obras de defensa, etc.), obstáculos transversales en el canal, rellenos artificiales sobre la llanura de inundación y cambios de uso del suelo.

Los reajustes en el cauce se evaluaron tanto en sentido vertical, sobre todo en relación con la incisión del lecho, así como en sentido lateral (mediante procesos erosivos). A partir de la comparación con la ortofoto de 1957 se estimó para cada tramo el porcentaje de superficie del cauce que ha perdido funcionalidad debido diversos rellenos artificiales, definida como DPHP tipo C según el método definido en la Guía Metodológica del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables (MITECO, 2011).

Adicionalmente, en relación con los ajustes verticales también se cuantificó la superficie de cauce que ha pertenecido al cauce observado en diversos fotogramas disponibles desde los años 40-50, pero ha perdido parte de su actividad fluvial como cauce, evolucionado hacia características más propias de la llanura aluvial, sin implicar ocupación artificial directa del espacio fluvial. Se trata de la categoría definida como DPHP tipo B según el método definido en la Guía Metodológica del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables (MITECO, 2011). Estos ajustes verticales se complementaron con identificación en campo de señales de incisión en elementos de referencia (pilares de puente, descalce de cimentaciones, etc.), definidos como puntos, así como mediciones de los desniveles en las márgenes de cauce definidas como DPHP tipo B, con valores frecuentes entre 1 y 2 m.

Además, se midió el porcentaje de orillas erosivas a lo largo del curso en cada tramo y en cada intervalo temporal para cuantificar los procesos de reajuste lateral, habituales y frecuentes en esta tipología de ríos multicanal.

En función del tipo y cantidad de cambio detectado, se clasificó cada subtramo en función de sí los cambios morfodinámicos en el cauce eran importantes, moderados o bajos en el intervalo temporal 1957–2024. La Tabla 1 resume los umbrales y puntuaciones asignadas a

cada uno de los parámetros morfodinámicos relacionados la reducción de superficie activa del cauce, la presencia de elementos artificiales, de orillas erosivos de cauce, así como relacionados con el número de puntos de incisión por kilómetro longitudinal y como valor de altura en metros medido en la vertical.

Tabla 1. Umbrales y puntuaciones asignadas para cada parámetro morfodinámico.
Table 1. Thresholds and scores assigned to each morphodynamic parameter.

PARÁMETRO	UMBRAL	PUNTOS
% ESTRECHAMIENTO	≥5-10	10
	10-20	30
	>20	50
% ARTIFICIAL	≥5-10	5
	10-20	20
	>20	40
% EROSIÓN LATERAL	≥5-10	10
	10-20	30
	>20	50
INCICIÓN (nº puntos/km)	≥1-3	5
	4-5	10
	>5	30
ALTURA DE LA INCISIÓN (m)	≥1	5
	≥2	10

A partir de estos criterios se clasificaron los 11 tramos de acuerdo con las puntuaciones obtenidas (Tabla 2), que permitieron hacer una valoración de los cambios morfodinámicos del río Aller como importantes, moderados y bajos (Tabla 3).

4. RESULTADOS

Desde los años 50 y hasta las últimas décadas del siglo XX, el río Aller mostraba un trazado multicanal (trenzado o divagante), pero en los últimos años ha experimentado cambios morfológicos en planta, representados por variaciones en el índice de trenzamiento, procesos de reajuste laterales y variaciones en la anchura del canal activo y del cauce. Se reconoce una variación temporal, con un periodo dominado por el ensanchamiento del cauce entre los años 50 y los 80, y otro dominado por el estrechamiento desde los 80 hasta la avenida de 2019, cuando se reconoce un cambio de tendencia con ensanchamiento del cauce.
El análisis evolutivo morfológico del río Aller muestra una reducción de su superficie fluvial más activa desde los años 80 en numerosos tramos. La mayor reducción de área de actividad se localiza en los tramos de Levinco, Serrapio y Soto con valores del 33%, 27% y 16% respectivamente. Los mayores porcentajes de orillas erosivas se localizan en las vegas de Levinco (38%) y Serrapio (29%), seguidos por los de las vegas de Piñeres (17%) y Soto (13%).
Respecto a reajustes del cauce por incisión se han localizado 21 puntos, con una profundización frecuente de entre 1 y 2 metros, especialmente en los tramos de Cabañaquinta, Soto y Piñeres (4 puntos), seguido de Corigos y Moreda.
Según esta metodología, los tramos con mayores cambios morfodinámicos son Serrapio (135 puntos), Soto (120 puntos) y Levinco (115 puntos) mientras que en Cuevas, Entrepeñas y Collanzo los valores son inferiores a 35 puntos (Tablas 2 y 3).

Tabla 2. Resultados obtenidos por tramo: valores individuales, puntuación total y nivel de cambio geomorfológico. (%ESTR: porcentaje de superficie del cauce reducida por estrechamiento, %ART: porcentaje de rellenos artificiales, %ERO: porcentaje de orillas erosivas, INC: número de puntos de reajuste vertical por kilómetro, ALT: altura de la incisión).
Table 2. Results by reach: individual values, total score and changing geomorphological level (%ESTR: percentage of channel area reduced due to narrowing, %ART: percentage of artificial impacts, %ERO percentage of erosive banks, INC: number of vertical imbalance points per kilometer, ALT: imbalance height).

TRAMO	%ESTR	%ART	%ERO	INC	ALT	TOTAL
1.Colllanzo	0	20	10	5	0	**35**
2.Cuevas	0	5	0	0	0	**5**
3.Entrepeñas	0	0	30	5	0	**35**
4.Levinco	50	0	50	5	10	**115**
5.Cabañaquint	10	40	0	10	5	**65**
6.Serrapio	50	20	50	5	10	**135**
7.Soto	30	40	30	10	10	**120**
8.Corigos	0	40	0	10	10	**60**
9.Piñeres	10	5	30	10	10	**65**
10.Llagar	0	20	30	0	0	**50**
11.Moreda	0	20	10	10	5	**45**

Tabla 3. Clasificación de los reajustes geomorfológicos según la puntuación total.
Table 3. Intensity level of geomorphological adjustment based on total score.

PUNTOS TOTALES	REAJUSTE GEOMORFOLÓGICO
0-40	Bajo
41-90	Moderado
>91	Importante

De acuerdo con esta clasificación, desde mediados del siglo XX hasta la actualidad se detecta una evolución morfodinámica

heterogénea a lo largo del perfil longitudinal del curso medio, que indica pocos reajustes en la zona superior, importantes cambios en la zona media y moderados en el inferior. Los tramos de Serrapio, Soto y Levinco en la zona media alcanzan puntuaciones más altas, donde se reconoce un mayor porcentaje de reducción de área activa, erosión de orillas y señales de incisión. Sin embargo, los tramos de la zona alta de Cuevas, Entrepeñas y Collanzo, presentan aparentemente cambios morfodinámicos.

5. CONCLUSIÓN

El río Aller tiene un alto valor geomorfológico en la vertiente septentrional de la Cordillera Cantábrica, al preservar uno de los escasos tramos con trazado multicanal mejor conservados de este ámbito.

No sólo mantiene en la actualidad valores relativamente elevados de trenzamiento sino que, aunque algunos tramos muestran confinamientos en zonas urbanas e industriales, otros todavía preservan parte de la dinámica cambiante que caracteriza a esta tipología de cauce.

El estudio morfodinámico realizado en este tramo medio de 17,5 km muestra una evolución con reajustes verticales y horizontales en la red de drenaje a lo largo de los últimos 67 años, que han implicado variaciones en su trenzamiento, con pérdida de actividad en numerosos canales secundarios, que producen reajustes laterales, así como desarrollo variado de señales de incisión. El grado de reajuste morfodinámico puede relacionarse con múltiples factores, tanto naturales (posición del tramo respecto al perfil longitudinal del río, concatenación de avenidas de cierta intensidad, variaciones en los caudales consecuencia de cambios en la cuenca, etc.) como artificiales y socioeconómicos directos o indirectos a lo largo del último siglo, entre los que se encuentran los cambios en el uso del suelo en la cuenca y en el fondo del valle, las diversas infraestructuras longitudinales que discurren por la vega, o los rellenos artificiales ligados al desarrollo urbano, minero e industrial, entre otros.

Este estudio proporciona una clasificación de tramos que puede ser de utilidad a la hora de diseñar y organizar medidas de actuación en el medio fluvial, siendo de espacial interés aquellas dirigidas a recuperar los trazados multicanal característicos de este tipo de cauces trenzados. Aunque se trata de una clasificación que utiliza exclusivamente criterios morfodinámicos, su complementación con otras consideraciones de tipo ecológico, social, administrativo, etc. puede proporcionar información de utilidad en la toma de decisiones, en el complejo sistema de gestión de medio fluvial.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha desarrollado en el marco del proyecto FUO-23-268 Tragsatec para la Confederación Hidrográfica del Cantábrico, financiado con fondos Next Generation EU del Plan de Recuperación, Transformación y Resiliencia. El trabajo también se enmarca dentro de la Action COST HiTec CA21163, apoyada por COST (European Cooperation in Science and Technology). El trabajo de uno de los autores (D. Vázquez-Tarrío) se ha beneficiado de la subvención 2023-2026 firmada entre la Dirección General del Agua (DGA-MITERD) y la Agencia Estatal CSIC (Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidad), que incluye la acción "Morfodinámica Sedimentaria" (20233TE012: IGME-CSIC; Proyecto Tarquín 2).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ferrer-Boix, C., Scorpio, V., Vide, J., Núñez-González, F., y Mora, D. (2023). Massive incision and outcropping of bedrock in a former braided river attributed to mining and training. *Geomorphology*, 436, 108774. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108774

MITECO (2011). *Guía Metodológica para el desarrollo del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables*. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Madrid. 282 pp.

Musso, N. M. d., Capolongo, D., Caldara, M., Surian, N. y Pennetta, L. (2020). Channel changes and controlling factors over the past 150 years in the Basento river (southern Italy). *Water*, 12 (1), 307. https://doi.org/10.3390/w12010307

Scorpio, V., Comiti, F., Liébault, F., Piegay, H., Rinaldi, M. y Surian, N. (2024). Channel changes over the last 200 years: A meta data analysis on European rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 49 (9), 2651-2676.

Vázquez-Tarrío, D., Menéndez, R. y Fernández, E. (2011). Changes in fluvial sediments storage from aerial photograph analysis (river Narcea, Northern Cantabrian Range). *Cuaternario y Geomorfología*, 25 (3-4), 71-85.

Vázquez-Tarrío, D. y Menéndez-Duarte, R. (2014). Bedload transport rates for coarse-bed streams in an Atlantic region (Narcea River, NW Iberian Peninsula). *Geomorphology*, 217, 1-14.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 165-168. ISBN: 978-84-10345-81-2

ESTUDIO DE LA DINÁMICA MORFOSEDIMENTARIA DE CUENCAS DE MONTAÑA: PASADO Y PRESENTE

Study of the Morphosedimentary Dynamism in Mountain Basins: Past and Present

Francisco Javier Martín-Rodríguez*[1]; Manel Llena[2]; Carmelo Juez[1]

1. Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC), Zaragoza.
2. Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial (RIUS), Universidad de Lleida, Lleida. *fj.martin@csic.es

Abstract: This study integrates historical and contemporary data to analyse sediment morphodynamics in two headwater basins in central Spanish Pyrenees. Aerial/satellital imagery historical analysis and hydrology records (1956 – 2021) reveals a 46% decrease in high-magnitude flood events and a 42% reduction of active channel width, linked to increased vegetation coverage in both basins and riverbeds. Seasonal monitoring conducted during 2023 – 2024, using UAV surveys and granulometric analyses, reveals distinct morphological patterns influenced by seasonal streamflow variability. The findings suggest a potential phase of morphodynamic reactivation following recent wet periods.

Palabras clave: Geomorfología, Hidrología, Transporte de Sedimento, VANT.
Keywords: Geomorphology, Hydrology, Sediment Transport, UAV.

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos modelan el paisaje por medio de la producción, transporte y deposición de sedimento, influenciados por factores como la topografía, geología, meteorología y el uso del suelo. Las cabeceras de las cuencas fluviales presentan una topografía escarpada, confinada y unas condiciones meteorológicas extremas, lo que se traduce en unos flujos hídricos con alta energía. Estas condiciones les confieren un papel clave en la producción y en el transporte de sedimentos, condicionando el comportamiento sedimentario aguas abajo (Benda *et al.*, 2005). El estudio de los cambios históricos y la dinámica contemporánea de las cabeceras mejora la comprensión de los procesos sedimentarios y su interacción con los factores físicos e hidroclimáticos.

Objetivos

El objetivo general de esta investigación es integrar perspectivas multiescalares para analizar los procesos hidrosedimentario y morfodinámicos en cuencas montañosas. El diseño experimental combina información histórica con datos contemporáneos estacionales, abarcando desde el estudio a escala de cuenca a escala de tramo fluvial. Para ello, se plantean tres objetivos específicos interrelacionados: (i) Análisis de la evolución morfosedimentaria histórica a nivel de cuenca. (ii) Estudio estacional de la dinámica geomorfológica contemporánea por medio de levantamientos topográficos de alta resolución y precisión. (iii) Análisis de la evolución de las características sedimentarias por medio de la caracterización de la distribución granulométrica del cauce activo.

Zona de estudio

Se han seleccionado las cuencas del río Subordán y río Aragón, en la región del Alto Aragón – Pirineos centrales españoles–, las cuales presentan dinámicas y respuestas ambientales diferenciadas. En función del relieve, la actividad hidrosedimentaria y la accesibilidad, se han establecido cuatro tramos de muestreo representativos (Figura 1) distribuidos a lo largo de un gradiente altitudinal, granulométrico y de pendiente (Tabla 1).

2. METODOLOGÍA

Para el análisis histórico, se ha recopilado la información aérea/satelital e hidrológica disponible entre 1956 y 2021. Se han evaluado los cambios en el ancho activo de los cauces, la hidrología, los usos del suelo y la colonización vegetal riparia. Ante la ausencia de datos sobre los usos del suelo para las cuencas estudio en el periodo 1956 – 1981, la cobertura vegetal ha sido extrapolada a partir del trabajo de Juez *et al.*, 2022. Desde 1997, se empleó el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) media anual en los cauces para cuantificar un nivel de colonización vegetal.

Para el estudio contemporáneo, se han realizado vuelos con vehículos aéreos no tripulados (VANT) de baja altitud tras eventos de crecida

competente del caudal (Wheaton *et al.*, 2010, Llena *et al.*, 2024). Se ha utilizado topografía de elevada resolución usando VANTs como plataforma aérea, generando una nube de puntos del tramo estudiado mediante fotogrametría automatizada (Structure From Motion, SfM), rectificado geoespacialmente por una red de puntos de control (GCP) y cotejado con puntos de validación independientes (ChP). A partir de estos datos, se elaboraron modelos digitales de elevaciones (MDE) de alta precisión y resolución (Tabla 2) y se calcularon mapas de diferencias entre MDEs (DoD) para detectar cambios morfológicos.

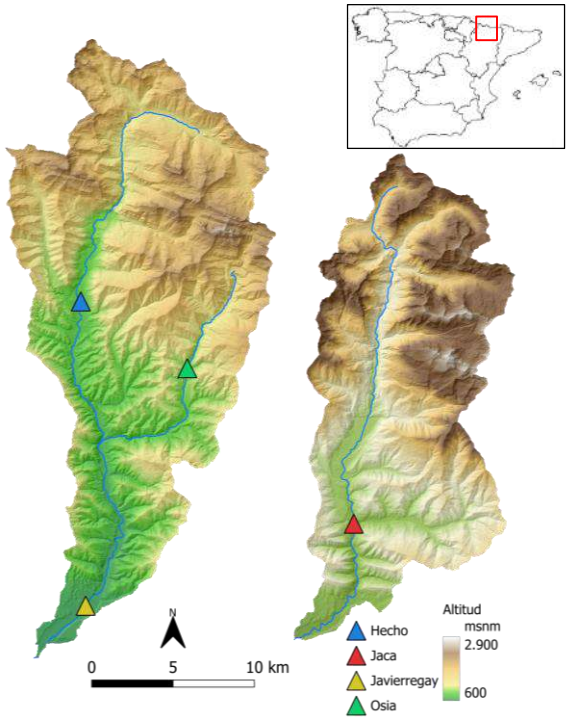


Figura 1. Cuencas del Subordán (izquierda) y del Aragón (derecha). Indicados los puntos de muestreo.
Figure 1. Subordán (left) and Aragón (right) basins. Markers for survey areas.

Tabla 1. Características de altitud, granulometría y pendiente de las cuatro áreas de estudio.
Table 1. Altitude, grainsize and slope characteristics of the survey areas.

	Hecho	Jaca	Javierregay	Osia
Altitud (msnm)	800	930	620	1000
d50 (mm)	65	70	60	85
Pendiente (%)	1.11	1.64	0.86	2.68

Cada campaña incluyó un análisis granulométrico del lecho por medio de transectos de conteo y medición (Wolman, 1954). Esta información será comparada con datos granulométricos que se obtendrán por medio de algoritmos de detección automática (ver, por ejemplo, Miazza *et al.*, 2024).

Tabla 2. Error y desviación estándar media obtenidos de las campañas de campo para todos los tramos.
Table 2. Mean average and standard deviation from surveys of all sections.

GCP		ChP	
$\bar{X}$ (m)	σ (m)	$\bar{X}$ (m)	σ (m)
0.1130	0.0496	0.0690	0.0492

Finalmente, el seguimiento hidrológico histórico y actual se realizó por medio de los datos de las estaciones de aforo facilitados de la Conferencia Hidrográfica del Ebro y a través de la instalación de sensores propios.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La evolución de los caudales revela una reducción en el caudal medio de un 38% entre los periodos 1956 – 1981 y 2015 – 2021, así como del 46% en el número de eventos anuales que superen los umbrales de los periodos de retorno de un año (T_1) y de cinco años (T_5) calculados para el periodo 1956 – 2021 (Figura 2). Esta disminución de eventos disruptivos se ve acompañada por un aumento acusado de la cobertura vegetal, especialmente en el periodo 1956 – 1981 con un 218%, época en la que se realizaron intensos trabajos de plantación masiva y abandono agrícola (Lasanta, 1988, Juez *et al.*, 2022). El aumento de la vegetación provoca una disminución de la erosión, lo que a su vez disminuye el aporte de sedimentos (Buendía *et al.*, 2016). Además, contribuye a la atenuación de los caudales máximos debido a una mayor demanda hídrica por parte de la propia vegetación (Vicente-Serrano *et al.*, 2021).

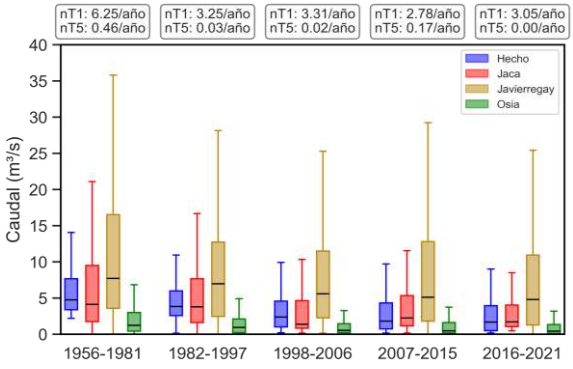


Figura 2. Distribución del caudal por cada periodo y zona de muestreo. Anotado el número de eventos extremos medio por año para cada periodo.
Figure 2. Streamflow distribution across each period and survey area. Annotated average peaks per year for each period.

La reducción en eventos hidrológicos intensos junto con la colonización vegetal ha favorecido la continua reducción y estabilización del cauce activo observado (Figura 3), lo que ha llevado a una colonización vegetal del lecho, reflejado en los valores medios anuales del índice NDVI (Tabla 3). La vegetación riparia estabiliza la ribera y requiere de eventos hidrológicos de mayor magnitud para reactivar la dinámica sedimentaria (Belmar *et al.*, 2013), lo que ha provocado a una reducción del 42% de media en el ancho activo de todos los tramos estudiados en el periodo 1956 – 2021.

Tabla 3. Valores medios de cobertura vegetal de las cuencas y NDVI de los cauces activos.
Table 3. Mean basin's vegetal coverage and riverbed NDVI.

	1956	1981	1997	2006	2015	2021
Cover (%)	24.75	53.97	53.99	56.35	56.35	56.14
NDVI (-)	-	-	0.11	0.19	0.19	0.45

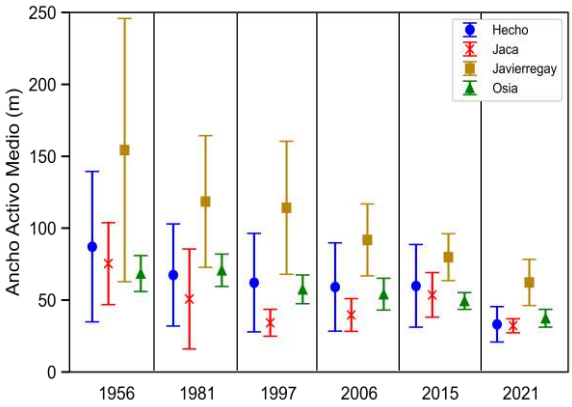


Figura 3. Ancho activo y desviación medios para cada zona y año.
Figure 3. Mean active width and deviation values for each survey area and year.

Los cinco muestreos realizados en los años 2023 y 2024 han permitido un seguimiento de las variaciones estacionales teniendo en cuenta la influencia de los eventos hidrológicos anteriores. La Figura 4 muestra el ejemplo de una avenida torrencial acontecida en septiembre de 2024 tras un periodo estival que provocó una intensa movilización de sedimento, tanto a nivel erosivo (4960.36 m^3) como de deposición (4174.04 m^3), y una reducción de la granulometría homogénea (Tabla 4).

El posterior otoño, pese a carecer de eventos hidrológicos de gran magnitud, se observó una movilización de magnitud intermedia, sin grandes cambios en la granulometría. Esto pudo deberse a dos motivos: (i) la desestabilización de la coraza fluvial causada por el evento de septiembre, que conllevó una desestabilización de las gravas y (ii) a una considerable reducción de su talla. Estos motivos disminuyen el caudal competente necesario para que tenga lugar una movilización.

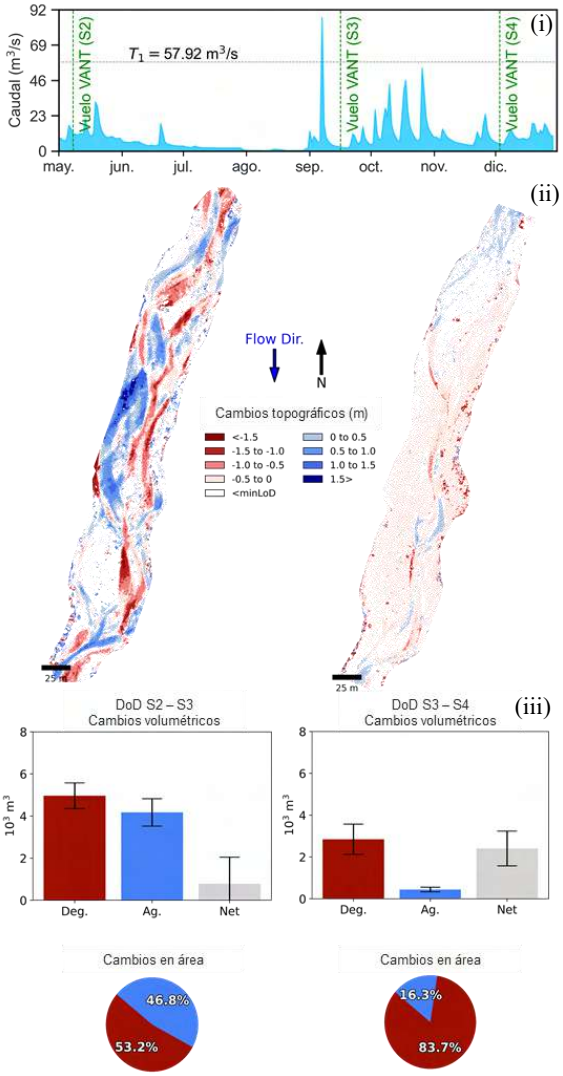


Figura 4. (i) Hidrograma entre mayo y diciembre del 2024 en Osia. (ii) DoDs obtenidos de los distintos muestreos. (iii) Valores volumétricos y areales de cambio.
Figure 4. (i) May-December 2024 hydrogram. (ii) Obtained DoDs from surveys. (iii) Volumetric and areal changes values.

Tabla 4. Fracciones granulométricas de cada muestreo.
Table 4. Granulometric fractions of each survey.

	S2	S3	S4
d30	55.45	51.39	55.18
d50	100.68	76.60	77.54
d90	359.68	306.64	310.71

4. CONCLUSIONES

Desde la década de 1950, los eventos hidrológicos máximos registrados en las cuencas

del río Subordán y del río Aragón han experimentado una disminución media del 46%, junto con un estrechamiento del ancho activo medio del 42%. Ambos factores responden a un importante aumento de la cobertura vegetal en la región del 218% que redujo el caudal observado en las cuencas (38%) y, en consecuencia, también se estima una reducción de la carga sedimentaria transportada. Este efecto ha favorecido la colonización vegetal de las riberas, que acentúa la pérdida de ancho activo. Esta colonización se observa en el aumento de cuatro veces el valor NDVI en el periodo 1997 – 2021. El estudio contemporáneo arroja datos hidro-morfológicos precisos de rápida obtención. Hasta la fecha, se distinguen dos periodos: (i) primavera/otoño con altos caudales medios, pero con baja presencia de extremos e (ii) invierno/verano con menor caudal medio, pero con extremos de mayor magnitud. Desde el otoño de 2023 se ha detectado un aumento en el caudal con respecto a las últimas décadas. Marzo del 2025 fue uno de los más húmedos registrados, lo que suscita la posibilidad de un efecto de reactivación morfodinámica del cauce.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está financiado por el Consejo Europeo de Investigación (ERC) por el programa Starting Grant de Horizon Europe 2021 bajo el REA 101039181–SED@HEAD. Los autores también agradecen los datos proporcionados por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Belmar, O., Bruno, D., Martínez-Capel, F., Barquín, J., & Velasco, J. (2013). Effects of flow regime alteration on fluvial habitats and riparian quality in a semiarid Mediterranean basin. *Ecological Indicators*, 30, 52-64.

Benda, L., Hassan, M. A., Church, M., & May, C. L. (2005). Geomorphology of steepland headwaters: the transition from hillslopes to channels 1. *Journal of the American Water Resources Association*, 41(4), 835-851.

Buendia, C., Bussi, G., Tuset, J., Vericat, D., Sabater, S., Palau, A., & Batalla, R. J. (2016). Effects of afforestation on runoff and sediment load in an upland Mediterranean catchment. *Science of the Total Environment*, 540, 144-157.

Juez, C., Garijo, N., Nadal-Romero, E., & Vicente-Serrano, S. M. (2022). Wavelet analysis of hydro-climatic time-series and vegetation trends of the Upper Aragón catchment (Central Spanish Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 614, 128584.

Lasanta, T. (1988). The process of desertion of cultivated areas in the Central Spanish Pyrenees. *Pirineos*, (132), 15-36.

Llena, M., Simonelli, T., & Brardinoni, F. (2024). Inherited anthropogenic disturbance and decadal sediment dynamics in a mountain fluvial system: the case of the Marecchia River canyon, Northern Apennines. *Bulletin*, 136(1-2), 741-764.

Miazza, R., Pascal, I., & Ancey, C. (2024). Automated grain sizing from uncrewed aerial vehicles imagery of a gravel-bed river: Benchmarking of three object-based methods. *Earth Surface Processes and Landforms*, 49(5), 1503-1514.

Vicente-Serrano, S.M., Domínguez-Castro, F., Murphy, C., Peña-Angulo, D., Tomas-Burguera, M., Noguera, I., López-Moreno, J.I., Juez, C., Grainger, S., Eklundh, L. and Conradt, T., 2021. Increased vegetation in mountainous headwaters amplifies water stress during dry periods. *Geophysical Research Letters*, 48 (18), p.e2021GL094672.

Wheaton, J. M., Brasington, J., Darby, S. E., & Sear, D. A. (2010). Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth surface processes and landforms: the journal of the British Geomorphological Research Group*, 35(2), 136-156.

Wolman, M. G. (1954). A method of sampling coarse river-bed material. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 35(6), 951-956.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 169-172. ISBN: 978-84-10345-81-2

CONECTIVIDAD FUNCIONAL DEL SEDIMENTO COMO INDICADOR DE AJUSTE GEOMORFOLÓGICO DE UN TRAMO FLUVIAL EFÍMERO TRAS LA EXTRACCIÓN DE ÁRIDOS

Functional sediment connectivity as an indicator of geomorphic adjustment in an ephemeral river reach after gravel mining

Mikel Calle[1], Harri Kaartinen[2], Antero Kukko[2], Gerardo Benito[3], María Pilar Rabanaque[4], Petteri Alho[5]

1. Factultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais, 12, Ciudad Universitaria, 28040, Madrid, España. email: mikelcal@ucm.es.
2. Finnish Geodetic Institute, Geodeetinrinne 2, FI-02430 Masala, Finland.
3. Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN-CSIC), C/ Serrano 115bis, 28006, Madrid, España.
4. Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC), Av. de Montañana, 1005, 50059, Zaragoza, España.
5. University of Turku, FI-20014 Turun yliopisto, Turku, Finland.

Abstract: This study analyzes sediment connectivity over a 6.3 km reach of Rambla de la Viuda River (eastern Spain). Successive LiDAR surveys from 2012 to 2019 were used to generate Digital Elevation Models (DEMs) and DEMs of Difference (DoDs) and quantify erosion and deposition. A functional connectivity index (FCV) was applied to evaluate changes in sediment transfer patterns. Results show a decreasing trend in sediment connectivity, with high-connectivity zones becoming shorter and less frequent, suggesting geomorphic adjustment after the cessation of gravel mining. The findings highlight the role of flood events in shaping connectivity and emphasize the potential for natural recovery in Mediterranean ephemeral streams.

Palabras clave: Geomorfología, fluvial, conectividad, sedimento.
Keywords: Geomorphology, fluvial, connectivity, sediment.

1. INTRODUCCIÓN

La transferencia de sedimento a lo largo de los cauces sigue siendo un proceso bajo un intenso estudio en la actualidad. Esta propiedad de los cursos fluviales refleja la capacidad de un determinado tramo para retener o propagar el sedimento aguas abajo. Esta capacidad se ha denominado recientemente con el nombre de conectividad o conectividad del sedimento (Wohl, 2017). Conforme se ha evolucionado en el estudio de esta propiedad de los sistemas geomórficos y en concreto en los sistemas fluviales, se han definido varias clases de conectividad. La conectividad estructural, refiere al potencial intrínseco que tiene el sistema y sus elementos para estar conectados y transferir sedimento entre ellos (Cavalli *et al.,* 2013). Por otra parte, la conectividad funcional refiere a la transferencia de sedimento efectuada durante un evento o periodo concreto, siendo una propiedad dinámica y basada en la cuantificación de procesos de transporte de sedimento (Heckmann *et al.*, 2018).

La estimación de la conectividad del sedimento, tanto estructural como funcional, se basa en la cuantificación de características físicas del sistema fluvial a partir de modelos digitales de elevaciones (DEMs). La conectividad estructural se estima a partir de morfometría de la cuenca y cauces, por lo que se nutre de variables más o menos estáticas del sistema que evalúan la capacidad de conexión entre las zonas de producción y depósito (Cavalli *et al.,* 2013). La conectividad funcional vuelve a ser dependiente de estos DEMs pero en este caso van a ser las diferencias entre sucesivos modelos, los denominados DEMs de las Diferencias (DoDs), los que permite cuantificar la transferencia de sedimentos (Calle *et al.,* 2020; Heckmann y Vericat, 2018).

En este trabajo se pretende usar esta última manera de cuantificar los procesos de transferencia y conectividad de sedimentos a lo largo de un tramo fluvial de 6 kilómetros, para ver su evolución temporal. El objetivo es ver si la variación obtenida permite evaluar la tendencia y ajuste de este tramo a las nuevas

condiciones tras el cese de los impactos humanos en el cauce.

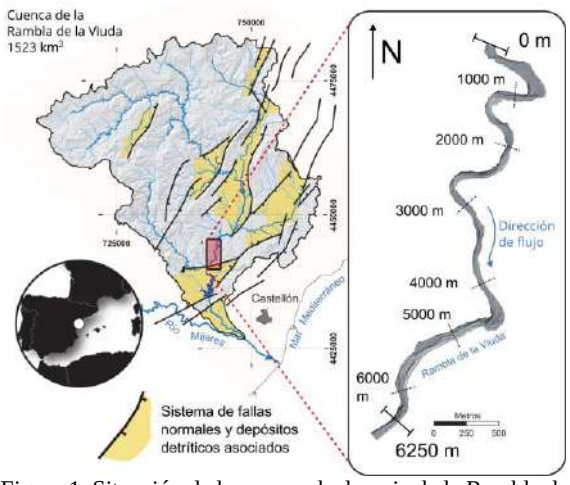


Figura 1. Situación de la cuenca de drenaje de la Rambla de la Viuda en su contexto tectónico reciente y localización del tramo de estudio.
Figure 1. Rambla de la Viuda Watershed in its tectonic context and the location of the studied reach.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio abarca un tramo de 6250 m de la Rambla de la Viuda, un río efímero situado en la provincia de Castellón (Figura 1). Este tramo está encajado en roca caliza del Cretácico, debido al sistema de horst y graben del entorno del Maestrat (Simón *et al.*, 2013).
El tramo tiene una pendiente media de 0,0059 y un ancho que varía entre 30 y 125 metros. Desde los años 60, la extracción intensiva de grava redujo la cantidad de sedimentos que dejó el cauce sin sedimento y sin formas (Calle *et al.*, 2017). Si bien desde el año 2000 ha habido una reintroducción de formas fluviales gracias a una gran avenida ocurrida ese mismo año, no es hasta el 2012, con el cese total de las extracciones en el tramo, cuando se puede estudiar su adaptación a las nuevas condiciones geomorfológicas. Es precisamente desde entonces cuando comienza la monitorización mediante topografías que se mostrarán en este trabajo.

3. METODOLOGÍA

Los modelos digitales de elevaciones mostrados en este trabajo (DEMs) han sido obtenidos con un LiDAR móvil, montado sobre varios vahículos (coche 4x4 y *quad*) para cubrir la mayor parte del tramo, así como porteado con una mochila para cubrir las zonas de difícil acceso. Se repitieron las campañas de reconstrucción topográfica en el 2012, 2013, 2016 y 2019. Las nubes de puntos obtenidas fueron procesadas en el "Finnish Geospatial Institute", filtrando la vegetación y proporcionando un archivo topográfico o DEM en formato "raster" con 0.25m/pix de resolución. Se realizó la evaluación de la calidad de los DEMs mediante la comparación con medidas tomadas con RTK-GNSS en zonas que permanecieron estables durante todo el periodo de tiempo estudiado (2012-2019). Tras esta evaluación se obtuvo los niveles de detección (LoD) correspondientes a cada dupla de topografías (Tabla 1), mediante la correspondiente estimación de la propagación de errores y descarte de los datos por debajo de dicho valor (Wheaton *et al.,* 2010).

Tabla 1. Resumen de la evaluación de la calidad de los DEMs y obtención de los límites de detección (LoD).
Table 1. Summary of the estimated individual errors for each DEM and levels of detection (LoD).

DEM	Error medio (m)	Desv. estandar (m)	LoD
2012	0.0095	0.0587	0.175
2013	0.0267	0.1651	0.170
2016	0.0068	0.0423	0.086
2019	0.0122	0.0754	

Para la evaluación de la conectividad se usará el índice propuesto en Calle *et al.*, (2020), que compara la erosión y depósito obtenido en porciones sucesivas de 10 metros. Este índice calcula un valor de conectividad funcional (FCV) adimensional mediante la siguiente fórmula:

$$FCV = \frac{Erosión}{Depósito}$$

dónde la erosión y el depósito son los metros cúbicos de sedimento que se obtienen del DoD. Este valor permite evaluar si el tramo está actuando como trampa del sedimento (bajo valor de conectividad funcional) o como exportador de sedimento (alto valor de conectividad funcional).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Figura 2 (izquierda) podemos observar la variación de la erosión y depósito a lo largo del tramo estudiado. Entre el 2012 y 2013 se produce una actividad escasa con picos de erosión y depósito cercanas a los 4000 m^3, que además se producen en zonas concretas correspondientes a los últimos frentes de extracción. En el periodo entre 2013 y 2016 se observa una mayor actividad debido a dos eventos de moderada magnitud (caudales punta de 98 y 80 m^3/s) que

introdujeron cambios significativos en la morfología del cauce. En este caso se observan valores muy superiores tanto de erosión como de depósito. Las últimas aparecen progresivamente mayores hacia el final del tramo, indicando un relleno de esta parte, altamente extraída. En el periodo 2016-2019, aunque con avenidas recurrentes de baja magnitud, destaca un patrón más continuo sin picos exagerados a excepción de la parte aguas arriba.

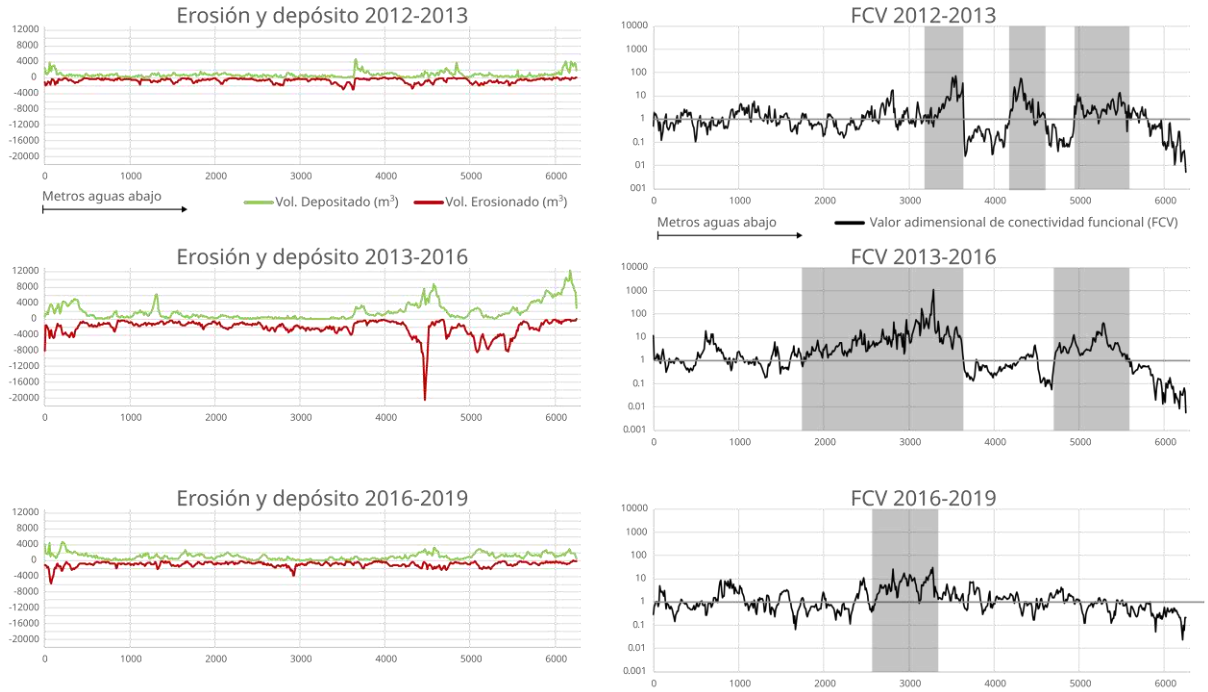


Figura 2. Resultados obtenidos de la comparación topográfica (DoD) en el tramo estudiado. A la izquierda se muestran en verde (depósito) y en rojo (erosión), los volúmenes obtenidos por cada segmento de 10 metros para el periodo 2012-13, 2013-16 y 2016-19. En la derecha se muestran los valores de FCV para los mismos periodos de tiempo. Resaltados en gris aparecen los tramos con una conectividad elevada mantenida.

Figure 2. Results obtained from the comparison of DEMs (DoD) in the study reach. On the left, deposition (green) and erosion (red) volumes are shown for each 10-meter segment during the periods 2012–13, 2013–16, and 2016–19. On the right, FCV values are shown for the same time periods. Segments with consistently high connectivity are highlighted in gray.

La diferente magnitud de los eventos de este periodo, enmascaran de cierta manera los cambios en el comportamiento geomorfológico del tramo. En la Figura 2 (derecha), se presentan los valores de FCV para los mismos periodos, que evidencian cambios bruscos en la conectividad. Durante el primer periodo destacan algunos tramos (recuadros grises) con conectividad elevada a lo largo de más de 500 metros de cauce. Estas zonas corresponden a zonas extractivas recientes, donde la ruptura de pendiente (*knickpoint*) aún dominan la conectividad local. Además, estos tramos resaltan respecto a la tendencia más o menos homogénea de los primeros 3 km, donde la erosión y el depósito están compensados. Durante el segundo periodo, observamos un cambio de patrón. Las zonas con conectividad elevada se extienden hasta 2 km de largo marcando una actividad predominantemente erosiva. Este cambio podría estar explicado por la mayor magnitud de los eventos, que reconectan el cauce a mayor distancia. Sin embargo, el último periodo, también de tres años, aunque con avenidas de menor magnitud, observamos un patrón de FCV mucho más próximo a la unidad o menores y por tanto con una conectividad menor. Solo resalta un tramo en la parte central, donde aún existe una predominancia de alta conectividad sedimentaria.

Estos cambios de FCV, a parte de poder comparar los efectos de eventos de diferente magnitud, también permiten observar cambios en los patrones de conectividad funcional de los cauces. En esta secuencia de 7 años, se puede observar cómo los eventos de mayor magnitud pueden cambiar los patrones de conectividad de los cauces. A expensas de introducir nuevos datos al análisis, los datos parecen indicar que estos eventos estarían detrás de una adaptación del cauce a las nuevas condiciones

sedimentarias, disminuyendo la cantidad y sobre todo longitudes anómalas de elevada conectividad sedimentaria.

El estudio de los efectos de las avenidas en la conectividad del sedimento en ramblas pone encima de la mesa una cuestión que ahora es particularmente importante plantearse. Tras los grandes cambios introducidos por la DANA de octubre del 2024, quizá tengamos la oportunidad de mantener unos cauces mas adaptados y equilibrados. La mayor magnitud de estos eventos ha generado cambios en la conectividad potencialmente similares a los mostrados aquí. Debemos plantearnos qué si los mantenemos, es posible que podamos hablar de tener unos cauces adaptados a las nuevas condiciones sedimentarias.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado gracias a numerosos proyectos de investigación tanto nacionales como internacionales, en especial a los proyectos EPHIDREAMS (PID2020-116537RBI00), Green-DIGI-Basin (Academy of Finland grant n. 347701) and DIWA (Research Council of Finland, grant n. 359247).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Calle, M., Alho, P. y Benito, G. (2017). Channel dynamics and geomorphic resilience in an ephemeral Mediterranean river affected by gravel mining. *Geomorphology*, *285*. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.02.026

Calle, M., Calle, J., Alho, P.y Benito, G. (2020). Inferring sediment transfers and functional connectivity of rivers from repeat topographic surveys. *Earth Surface Processes and Landforms*, *45* (3). https://doi.org/10.1002/esp.4765

Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F. y Marchi, L. (2013). Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology*, *188*. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007

Heckmann, T., Cavalli, M., Cerdan, O., Foerster, S., Javaux, M., Lode, E., Smetanová, A., Vericat, D. y Brardinoni, F. (2018). Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations. *Earth-Science Reviews*, *187*. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.004

Heckmann, T. y Vericat, D. (2018). Computing spatially distributed sediment delivery ratios: inferring functional sediment connectivity from repeat high-resolution digital elevation models. *Earth Surface Processes and Landforms*, *43* (7). https://doi.org/10.1002/esp.4334

Simón, J. L., Pérez-Cueva, A. J. y Calvo-Cases, A. (2013). Tectonic beheading of fluvial valleys in the Maestrat grabens (eastern Spain): Insights into slip rates of Pleistocene extensional faults. *Tectonophysics*, *593*. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.026

Wheaton, J. M., Brasington, J., Darby, S. E. y Sear, D. A. (2010). Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: Improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*, *35* (2). https://doi.org/10.1002/esp.1886

Wohl, E. (2017). Connectivity in rivers. *Progress in Physical Geography*, *41*(3). https://doi.org/10.1177/0309133317714972

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 173-175. ISBN: 978-84-10345-81-2

¿CÓMO AFECTA EL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA DINAMICA HIDROLÓGICA Y SEDIMENTOLÓGICA DE LAS CUENCAS MEDITERRÁNEAS? IMPACTOS EN LA CUENCA DEL EBRO

How does climate change affect in the hydrologic and sedimentologic dynamics in Mediterranean catchments? Impacts in the Ebro River Basin

Arantxa Ortiz-Elorza[1] y Carmelo Juez[1]

1. Instituto Pirenaico de Ecología (IPE) - CSIC, Avenida de Montañana 1005, Zaragoza, España; arantxa@ipe.csic.es

Abstract: The natural revegetation caused by rural abandonment, combined with climate change (CC) has impacted the hydrological and sedimentary resources of the Ebro River Basin. This study uses SWAT+ to analyze streamflow and resulting sediment yields. Using CMIP6 climate data, it examines the effects of CC. The models show an average Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) of 0.75. Climate analysis reveals a gradual decline in precipitation in most cases, alongside a widespread increase in temperature. The Arga river basin shows a slight decrease in streamflow and sediment yields. Future work will explore land use changes.

Palabras clave: SWAT+, hidrología, dinámica sedimentológica, Cuenca del Ebro, cambio climático.
Keywords: SWAT+, Hydrology, sedimentologic dynamic, Ebro River Basin.

1. INTRODUCCIÓN

La migración de la población desde las zonas rurales hacia núcleos urbanos en áreas de media montaña ha provocado el progresivo abandono de antiguos terrenos de cultivo. Como consecuencia, estos espacios han experimentado un proceso de revegetación natural (Juez et al., 2023). Al mismo tiempo, la combinación del cambio climático con las transformaciones continuas en el uso del suelo está generando impactos directos sobre la disponibilidad de recursos hídricos y la dinámica del transporte de sedimentos. A pesar de la importancia de estos procesos, los estudios centrados en los efectos del Cambio Global sobre la dinámica hidrológica y sedimentaria siguen siendo limitados o parciales, con un énfasis predominante en el componente hídrico.

En este contexto, el presente estudio tiene como objetivo analizar las variaciones en el caudal líquido y en la carga de sedimentos en la vertiente norte de la Cuenca del Ebro. Con ello se busca aportar una visión más integrada de las transformaciones que afectan al sistema fluvial en escenarios de cambio global.

2. METODOLOGÍA

Zona de estudio

La Cuenca del Ebro (Figura 1) está al noreste de España y se extiende desde Cantabria hasta Cataluña abarcando las comunidades autónomas de norte y este de Castilla y León, sur del País Vasco, La Rioja, Aragón y este de Castilla la Mancha desembocando en el Mar Mediterráneo. La cuenca tiene una extensión aproximada de 85000km^2 y en este estudio se analiza la vertiente norte (40000km^2) en la cual se generan más del 90% de los recursos hídricos totales de la cuenca del Ebro (Batalla et al., 2004) y se incluyen zonas de alta y media montaña.

Dadas las dimensiones de la cuenca, en este estudio la cuenca del Ebro se ha dividido en diez subcuencas (Figura 1), teniendo en cuenta la división que el Centro de Estudios y Obras Públicas (CEDEX) realizó previamente.

Las cuencas consideradas tienen entre 1000km^2 y 12000km^2. En las cuencas que están más al este, el principal uso de suelo es de bosque o arbusto, mientras que en las cuencas del oeste existe más uso para la agricultura.

Construcción del modelo

La investigación se ha realizado utilizando el software SWAT+, el cual es un modelo hidrológico semi-distribuido y continúo que opera a escala diaria. Los parámetros de entrada que el modelo necesita son: un Modelo Digital del Terreno (MDT), ubicación de los embalses, mapa de usos y tipos de suelo (y sus respectivos índices y propiedades) y datos climáticos. Además, se necesitan datos de caudal de las estaciones de aforo para la calibración y validación del modelo. Para evaluar la precisión

del modelo se ha utilizado el parámetro Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE). Se ha creado un modelo hidrológico independiente para cada una de las subcuencas consideradas.

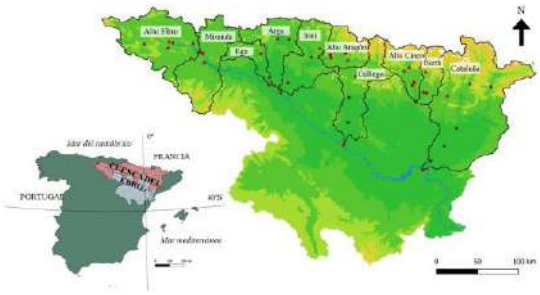


Figura 1. Ubicación de la cuenca del Ebro. En el mapa de España en rojo se delimita la zona estudiada. En el mapa del Ebro las divisiones de subcuencas están indicadas con líneas negras. Las estaciones de aforo consideradas se han marcado con puntos rojos. Las equis son las estaciones descartadas por falta de datos de calidad.
Figure 1. Location of the Ebro river basin. The study area is delimited in red in the map of Spain. The division of the subbasins is indicated with black lines in the map of the Ebro. The gauging stations are marked with red dots. The Xs are the discarded stations because of lack of quality data

Datos climáticos

Paralelamente se han descargado datos climáticos del CMIP6 (Copernicus Climate Change Service & Climate Data Store, 2021). Se han considerado los cinco escenarios climáticos que la IPCC (Intergovernmental Panel of Climate Change) recomienda: SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5. Se han homogenizado espacialmente los datos y se ha trabajado con una media de todos los modelos disponibles.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En las estaciones de aforo consideradas (Figura 1), se han obtenido valores NSE que varían desde 0.53 hasta 0.95 con una media para toda la cuenca de 0.75 lo cual demuestra que el modelo es sólido y fiable (Moriasi et al., 2015).

El análisis climático de precipitación muestra diferentes tendencias según el escenario considerado: en los escenarios más negativos y severos (SSP5-8.5), que suponen un aumento de temperatura entre el 2.6 y 4.5ºC y casi el doble de CO^2 en la atmósfera (O'Neill et al., 2016), se observa una disminución muy leve de la precipitación. No obstante, en los escenarios climáticos más optimistas (SSP1-1.9), que suponen un aumento menor de 2ºC y reducciones del CO^2 en atmósfera con respecto a los valores actuales (O'Neill et al., 2016), esta reducción es invisible. En cuanto al análisis climático de la temperatura, tanto en la temperatura máxima como en la mínima se observa un incremento de los valores, más o menos violento, dependiendo del escenario climático considerado.

Estos datos de cambio climático, por el momento, se han introducido en uno de los modelos creados por SWAT+, concretamente en la subcuenca del Arga. Aquí, se puede observar una leve tendencia de disminución de caudal y de carga sedimentaria (Figura 2).

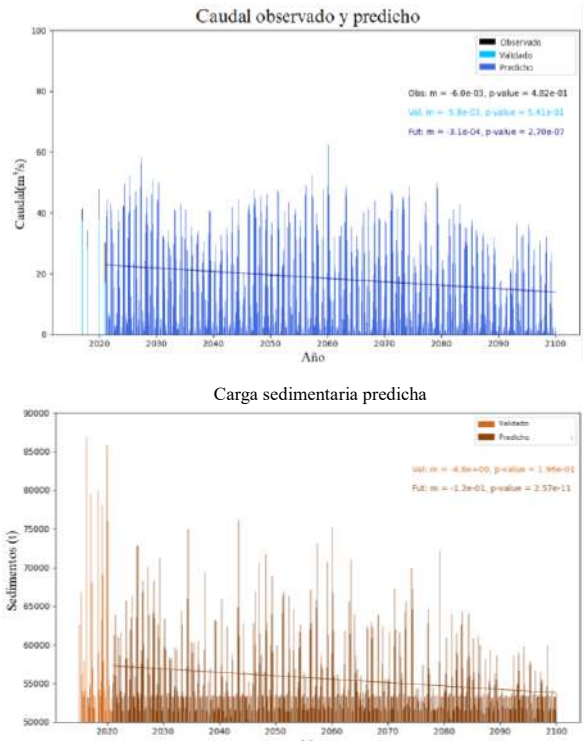


Figura 2. grafico superior: tendencia del caudal en la última estación de la cuenca del Arga en el escenario SSP8-8.5. Gráfico inferior: tendencia de la carga sedimentaria en la última estación de la cuenca del Arga en el escenario SSP8-8.5.
Figure 2. Upper graph: discharge trend at the last station of the Arga River basin under the SSP8-8.5 scenario. Lower graph: sediment load trend at the last station of the Arga River basin under the SSP8-8.5 scenario.

Al ser la tendencia tan leve, se ha considerado que las afecciones por cambio climático no son relevantes y aunque todavía esté en proceso de investigación se piensa que las reducciones de caudal observadas en los cauces se deben principalmente a los cambios de usos de suelo.

4. CONCLUSIONES

Las conclusiones obtenidas en este trabajo son las siguientes:

El abandono y consecuente revegetación natural de las áreas de agricultura ha afectado en los flujos hídricos y sedimentarios de la Cuenca del Ebro.

SWAT+ es un modelo robusto que permite replicar con fiabilidad la realidad de la cuenca.

Los escenarios más severos de cambio climático muestran una disminución de las precipitaciones, pero esta tendencia es inapreciable en los escenarios más optimistas.

En todos los escenarios climáticos tanto la temperatura máxima como la mínima muestran un incremento de diferentes grados.

En el río Arga se observa una tendencia decreciente casi imperceptible de reducción de caudal líquido y sólido. Sin embargo, es necesario analizar los cambios de usos de suelo para determinar la afección real de caudales.

El trabajo futuro será aplicar las proyecciones de cambio climático a todas las subcuencas y analizar los efectos del mismo en toda la región del Ebro. Además, se pretende introducir también las proyecciones de usos de suelo para así investigar cómo afecta en la generación de recursos hídricos, caudales en ríos, y en la subsiguiente generación de carga sedimentaria.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está financiado por el Consejo Europeo de Investigación (European Research Council, ERC) a través del programa Starting Grant de Horizonte Europa 2021 bajo el acuerdo de subvención REA número 101039181 - SED@HEAD. Los autores también agradecen los datos proporcionados por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), por el Laboratorio Climatología y Servicios Climáticos (LCSC) del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC) y por el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Batalla, R. J., Gómez, C. M., & Kondolf, G. M. (2004). Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*, *290* (1-2), 117-136.

Copernicus Climate Change Service & Climate Data Store. (2021). *CMIP6 climate projections*.

Juez, C., Garijo, N., Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S. (2023). Six Decades of Hindsight Into Yesa Reservoir (Central Spanish Pyrenees): River Flow Dwindles as Vegetation Cover Increases and Mediterranean Atmospheric Dynamics Take Control. *Water Resources Research*, *59* (1), e2022WR033304. https://doi.org/10.1029/2022WR033304

Moriasi, D.N., Gitau, M.W., P. Daggupati, N.P. (2015). Hydrologic and Water Quality Models: Performance Measures and Evaluation Criteria. *Transactions of the ASABE*, *58* (6), 1763-1785.

O'Neill, B.C., Tebaldi, C., Van Vuuren, D.P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.F., Lowe, J., Meehl, G.A., Moss, R., Riahi, K., Sanderson, B.M. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, *9* (9).

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 176-179. ISBN: 978-84-10345-81-2

DELIMITACIÓN DE SEGMENTOS FLUVIALES EN RÍOS PIRENAICOS MEDIANTE ANÁLISIS DE TELEDETECCIÓN Y CLASIFICACIÓN SUPERVISADA

Delineation of river reaches in the Pyrenees using remote sensing and supervised classification

María Pilar Rabanaque[1] y Carmelo Juez[1]

1. Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC), Av. de Montañana, 1005, 50059, Zaragoza.
mapi.rabanaque@ipe.csic.es

Abstract: River systems shape the landscape and their analysis requires the integration of hydromorphological and geometric variables. This study presents an objective and reproducible typology for Pyrenean rivers. The methodology combines supervised classification of geomorphological and anthropic units using SVM with automatic segmentation of valleys based on geomorphological variables to generate three distinct clusters. These three clusters are distinguished by their morphology: the narrow headwaters, the middle reaches with incipient vegetation, and the wide lowlands with high vegetation. This methodology provides an objective framework for analyzing geomorphic variables, identifying degraded river sections, and supporting decision-making plans in river management and restoration.

Palabras clave: geomorfología fluvial, teledetección, segmentación automática, machine learning.
Keywords: fluvial geomorphology, remote sensing, automatic segmentation, machine learning.

1. INTRODUCCIÓN

Los sistemas fluviales son componentes estructurales clave en los ecosistemas, ejerciendo una influencia determinante en la morfología del paisaje. La comprensión de su dinámica hidrológica, conectividad longitudinal y características geomorfológicas resulta indispensable, aunque metodológicamente compleja (Gallart *et al*., 2017). Rinaldi *et al*. (2015) desarrollaron la metodología IDRAIM para diagnosticar, evaluar y realizar el seguimiento del estado hidromorfológico de los ríos. De manera complementaria, Gurnell *et al*. (2016) propusieron un enfoque jerárquico multiescalar orientado a la gestión integrada de ríos, centrado en sus procesos hidromorfológicos. Estas aproximaciones omiten las variables geométricas del terreno las cuales son muy importantes en este tipo de estudios. En esta línea, Ollero (2015) elaboró una tipología morfodinámica de cauces a partir de variables como la forma del canal, el gradiente longitudinal y la configuración del valle (artesa, encajado, amplio, en V o incipiente). La integración de parámetros geométricos y geomorfológicos permite una caracterización más robusta del medio fluvial, como evidencia el trabajo de Rabanaque *et al*. (2024) aplicados a ríos efímeros. En este trabajo se va a aplicar la metodología propuesta en el último trabajo citado para comprobar si es igual de eficiente en ríos pirenaicos.

Es por ello que el objetivo de este trabajo es definir una tipología de cauces fluviales de forma objetiva, semiautomática y reproducible en distintas cuencas pirenaicas.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del Aragón Superior ha sido la elegida para realizar este trabajo. Esta cuenca tiene una superficie de 2018 km^2 y se localiza al noroeste de la provincia de Huesca. El río principal es el Aragón, siendo el Lubierre, Estarrún, Osia, Aragón Subordán, Veral y Esca los principales afluentes de éste (Figura 1). Esta cuenca se caracteriza por tener temperaturas suaves en verano y frías en invierno, alcanzando valores negativos. Las temperaturas frías en las zonas de mayor altitud hacen que el régimen hídrico sea nival o pluvio-nival. Sin embargo, en las cotas más bajas este régimen es puramente pluvial. La media anual de precipitación en esta cuenca supera los 1500 mm, produciéndose las mayores precipitaciones de otoño a primavera. El aumento de la temperatura durante la primavera y el verano, facilita el deshielo, produciéndose

un aumento de caudal en todos los ríos. El caudal medio mensual de mayo y junio es de 12 m^3/s en el río Aragón a su paso por Jaca.

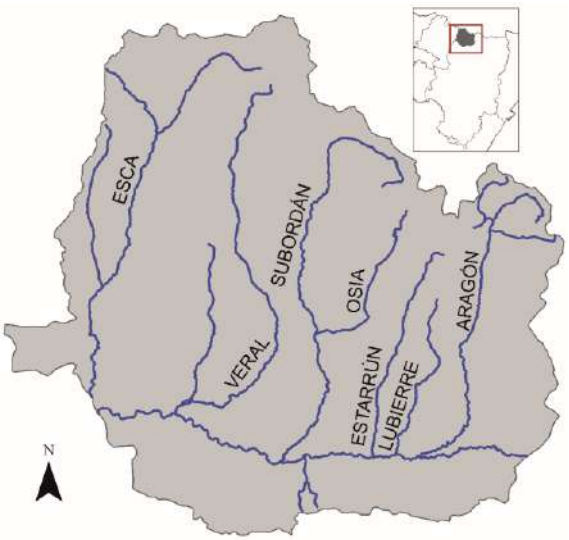


Figura 1. Localización cuenca del Alto Aragón y principales ríos de la cuenca.
Figure 1. Location of the Upper Aragón basin and main rivers of the basin.

3. METODOLOGÍA

La metodología está formada por dos partes que finalmente se unen: 1) clasificación supervisada de distintas unidades geomorfológicas y antrópicas; y 2) segmentación automática de valles fluviales para la creación de distintos clústeres.

Identificación y clasificación supervisada de unidades geomorfológicas y antrópicas

Definir una leyenda para poder entrenar el modelo es el primer paso. En este trabajo se han definido un total de 8 clases: agua, carretera, cultivo, gravas desnudas, sombra, zonas de gravas con vegetación escasa (ZGVE), zonas de gravas con vegetación media (ZGVMe) y zonas de gravas con vegetación madura (ZGVMad). Posteriormente se tomaron los puntos para poder entrenar el modelo. Un total de 800 puntos fueron tomados a partir de la fotointrepretación de la ortofotografía del Instituto Geográfico Nacional (IGN) correspondiente al año 2021 con una resolución espacial de 0.25 m.

Para entrenar el modelo, es necesario que los puntos creados para ello tengan distinta información espectral que los pueda diferenciar. En este caso la información espectral utilizada para ello han sido los índices NDVI (Rouse *et al*., 1974) y NDWI (McFeeters, 1996).

La cartografía automática de las distintas unidades geomorfológicas y antrópicas se ha realizado mediante una clasificación supervisada utilizando el algoritmo de *Support Vector Machine (SVM)*. Este algoritmo funciona separando las distintas clases en un hiperplano y después, clasifica en función de esa separación (Cortes y Vapnik, 1995). De los 800 puntos creados para el modelo, el 75 % se utilizaron para el propio entrenamiento del modelo y el 25 % restante para su validación.

Clusterización a partir de variables geomórficas

El cálculo de distintas variables geomórficas es esencial para poder realizar los clústers. El paso previo para el cálculo de las variables es segmentar el fondo de valle en segmentos de igual longitud (i.e. 300 m). Este proceso se ha realizado con la herramienta FluvialCorridor disponible en QGIS (Roux *et al*., 2015). Posteriormente, se calcularon las variables: anchura del cauce activo, anchura del fondo de valle, pendiente y potencia específica de la corriente. La anchura del cauce activo se ha calculado dividiendo la suma de agua, gravas desnudas y ZGVE entre la longitud de cada segmento (300 m). La anchura del fondo de valle para cada segmento es el resultado del valor medio de varias secciones transversales del mismo segmento. La pendiente se ha calculado para el punto central del segmento en el talweg. Finalmente, para calcular la potencia específica de la corriente se ha utilizado la siguiente fórmula: $\omega = \gamma Qs/w$ (γ es el peso específico del agua, Q es el caudal, s es la pendiente y w en la anchura del cauce activo.

Posteriormente se realizó la segmentación automática multivariante mediante procedimientos de permutación multirrespuesta (MRPP, Mielke, 1991). Esta segmentación permite agrupar los segmentos creados anteriormente en grupos que son homogéneamente iguales entre sí. Finalmente, estas agrupaciones se asignan a un clúster. En este caso se han creado tres clústeres.

4. RESULTADOS

Cada una de las tres agrupaciones finales se caracterizan en función de las variables geomórficas (i.e. anchura del cauce activo, anchura del fondo de valle, pendiente y potencia específica de la corriente) y de las unidades geomorfológicas encontradas (i.e. agua,

carretera, cultivo, gravas desnudas, sombra, zonas de gravas con vegetación escasa (ZGVE), zonas de gravas con vegetación media (ZGVMe) y zonas de gravas con vegetación madura (ZGVMad)) en ellas (Figura 2).

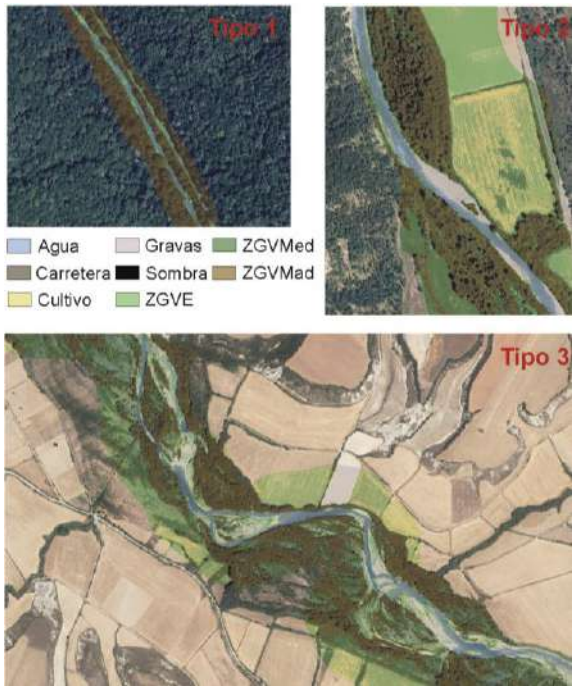


Figura 2. Ejemplos de los distintos tipos de cauce. ZGVE: zonas de gravas con vegetación escasa, ZGVMed: zonas de gravas con vegetación media, ZGVMad: y zonas de gravas con vegetación madura.
Figure 2. Examples of the different channel types. ZGVE: gravel areas with sparse vegetation, ZGVMed: gravel areas with medium vegetation, ZGVMad: gravel areas with mature vegetation.

El primer tipo se asocia a las áreas de cabecera, donde el cauce activo presenta una sección estrecha debido al alto grado de encajamiento del valle. En estos tramos dominan las clases correspondientes a agua y depósitos de gravas sin cobertura vegetal. El segundo tipo se ubica en zonas con menor confinamiento topográfico, lo que permite un ensanchamiento progresivo del cauce activo. Esta mayor anchura posibilita la aparición de unidades adicionales, como barras o islas con vegetación en distintos estadios de desarrollo, aunque sin presencia de especies de porte elevado. El tercer tipo se encuentra en los tramos más bajos del sistema fluvial, donde los valles son más abiertos y el cauce alcanza su máxima amplitud. Además, la pendiente longitudinal disminuye en comparación con los tramos anteriores, favoreciendo la aparición de patrones meandriformes. En este contexto, se reconocen todas las clases tipológicas incluidas en la leyenda, con presencia de barras e islas de gravas colonizadas por vegetación de porte alto.

5. DISCUSIÓN

La combinación de teledetección y técnicas de *machine learning* permite una caracterización automática y objetiva de las superficies fluviales, superando las limitaciones de la fotointerpretación manual, que es subjetiva y requiere mucho tiempo, especialmente en grandes áreas. Estudios recientes han utilizado imágenes de alta resolución (Rivas Casado *et al*., 2015, 2017) o de muy alta resolución con banda infrarroja (Demarchi *et al*., 2016, 2017), lo que permite identificar con mayor precisión las distintas unidades fluviales con distintos grados de vegetación gracias a una firma espectral más precisa. En este trabajo se han decidido utilizar imágenes de muy alta resolución espacial (0.25 m) y con las bandas RGBI para poder tener una cartografía detallada de la cuenca objeto de estudio. El uso de este tipo de imágenes para generar cartografía requiere un mayor coste temporal y de procesamiento, lo cual no ocurre si se utilizan imágenes de menor resolución espacial. Dependiendo de esta resolución, la cartografía presenta cierto grado de error siendo mayor cuanto menos es la resolución espacial. En este trabajo, como ocurre en Rabanaque *et al*. (2024), el error que se produce en este tipo de cartografía semi-automática es asumible respecto a la escala a la que se trabaja.

6. CONCLUSIONES

El uso de las nuevas tecnologías y algoritmos permiten tener información actualizada del estado de los ríos. Esta información es especialmente importante para la toma de decisiones por parte de los gestores, ya que proporciona una base clave para planificar y llevar a cabo acciones de seguimiento, restauración ecológica o conservación de los sistemas fluviales. Aun así, el monitoreo hidrológico y morfodinámico sigue siendo una de las principales debilidades en la gestión de los ríos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está financiado por el Consejo Europeo de Investigación (ERC) a través del programa Horizon Europe 2021 Starting Grant bajo el acuerdo de subvención REA número 101039181-SED@HEAD.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cortes, C., Vapnik, V. (1995). Support-vector networks. *Machine Learning*, 20, 273–297.

Demarchi, L., Bizzi, S., Piégay, H. (2016). Hierarchical object-based map-ping of riverscape units and in-stream mesohabitats using LiDAR and VHR imagery. *Remote Sensing*, 8, 97.

Demarchi, L., Bizzi, S., Piégay, H. (2017). Regional hydromorphological characterization with continuous and automated remote sensing analysis based on VHR imagery and low-resolution LiDAR data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 531–551.

Gallart, F., Cid, N., Latron, J., Llorens, P., Bonada, N., Jeuffroy, J. *et al*. (2017). TREHS: An open-access software tool for investigating and evaluating temporary river regimes as a first step for their ecological status assessment. *Science of the Total Environment*, 607-608, 519–540.

Gurnell, A.M., Rinaldi, M., Belletti, B., Bizzi, S., Blamauer, B., Braca, G. (2016). A multi-scale hierarchical framework for developing understanding of river behaviour to support river management. *Aquatic Sciences*, 78, 1–16.

McFeeters, S.K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, 17, 1425–1432.

Mielke, P.W. (1991). The application of multivariate permutation methods based on distance functions in the earth sciences. *Earth-Science Reviews*, 31, 55–71.

Ollero, A. 2015. Primera aproximación a una clasificación de cursos fluviales aplicable a la ordenación. *Lurralde: Investigación y espacio*, 23, 125-133.

Rabanaque, M.P., Martínez-Fernández, V., Calle, M., Benito, G. (2024). Basin-wide hydromorphological analysis of ephemeral streams using machine learning algorithms. *Earth Surf. Proc. & Landforms*, 47, 328–344.

Rabanaque, M.P., Martínez-Fernández V., Calle, M., Castillo, O. Benito, G. (2024). Spatio-tem-poral analysis of geomorphic recovery along an altered ephemeral stream using automated image processing. *Geomorphology*, 450, 109069.

Rinaldi, M., Surian, N., Comiti, F., Bussettini, M. (2015). A methodological framework for hydromorphological assessment, analysis and monitoring (IDRAIM) aimed at promoting integrated river management. *Geomorphology*, 251, 122–136.

Rivas Casado, M., Gonzalez, R.B., Kriechbaumer, T., Veal, A. (2015). Auto-mated identification of river hydromorphological features using UAV high resolution aerial imagery. *Sensors*, 15, 27969–27989.

Rivas Casado, M., González, R.B., Ortega, J.F., Leinster, P., Wright, R. (2017). Towards a transferable UAV-based framework for river hydromorphological characterization. *Sensors*, 17, 2210.

Rouse, J.W. Jr, Haas, R.H., Schell, J.A., Deering, D.W. (1974). Monitoring Vegetation Systems in the Great Plains with ERTS. En: *Third ERTS Symposium*, NASA SP-351, Washington DC, 309–317.

Roux, C., Alber, A., Bertrand, M., Vaudor, L., Piégay, H. (2015). "FluvialCorridor": A new ArcGIS toolbox package for multiscale river-scape exploration. *Geomorphology*, 242, 29–37.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 180-183. ISBN: 978-84-10345-81-2

DRAINAGE DIVIDE MIGRATION ON THE VOLCANIC ISLAND OF MADEIRA

Migração dos divisores hidrográficos na Ilha vulcânica da Madeira

Rui Fernandes[1] and Alberto Gomes[1]

1. Centre of Studies in Geography and Spatial Planning (CEGOT-FLUP), Department of Geography, University of Porto, Porto, Portugal, up200902906@up.pt

Abstract: Drainage divide migration has emerged as a key process in understanding and predicting landscape evolution. In this study, we analyse the χ index on the volcanic island of Madeira to assess movement and stability of drainage divides. The index was calculated in MATLAB using elevation data from NASADEM. Results suggest that the central region of the island is relatively stable, whereas the flanks exhibit significant instability and divisor migration. Given the volcanic context, geology and uplift alone are unlikely to explain these anomalies. While the findings are consistent with previous studies for other Macaronesia Islands, more detailed analysis is required.

Palabras clave: Migración de divisoria de drenage, Chi, isla de Madeira, evolución de paisaje.
Keywords: Drainage divide migration, Chi, Madeira island, landscape evolution.

1. INTRODUCTION

Landscapes are in slow, but constant evolution. One of the mechanisms by which the landscapes change is tied to the stability of drainage basins (Costa et al., 2024). It is therefore imperative to comprehend the behaviour of the drainage divides in a given landscape to predict its evolution (Whipple et al., 2017). These changes were previously seen as a minor factor in landscape evolution. Recent studies, however, have shown that drainage divide migration may not stabilize as fast has previously assumed. As such, this process constitutes a more pivotal role in landscape evolution than formerly thought (Whipple et al., 2017). Gilbert (1877) proposed his 'law of equal declivities' as a way to assess divide stability. The law was anchored on the assumption that if the sides of a divide were asymmetrical this would imply different erosion rates (Forte & Whipple, 2018). This assessment was done via the Gilbert parameters of channel elevation, channel gradient, and slope. By comparing these parameters on both sides of the divide, one could derive the migration the divide was taking. Willett et al. (2014) developed a more sophisticated way to assess drainage divide stability by way of χ-maps. By comparing the χ on either side of the divide and looking for anomalies, the state of the divide can be inferred (Forte & Whipple, 2018). χ-maps may be simple to calculate and visually appealing, however, they assume equal conditions on both sides. Uplift, rock erodibility and climate are some of the conditions identified by Willett et al. (2014) that may cause the misinterpretation of χ-anomalies.

Volcanic islands are excellent areas in which to apply the index. They are usually made of relatively soft geology, such as ashes, and often have steep slopes that promote higher erosion rates. Additionally, they naturally have the outlets at the same height, that of the sea level. Lack of uplift or mechanisms of landscape construction, uniform geology, and similar climates limit the pitfalls in χ-anomaly misinterpretation. In its core divide migration and evolution is conditioned by the erosion rates near the divide crest (Forte & Whipple, 2018). Higher erosion rates indicate a more active and energetic slope. Such slopes are more susceptible to landslide processes due to their higher gradients (Ng, 2006). χ-anomalies can therefore be used to identify slopes prone to landslides. Dahlquist et al. (2018) applied this rationale in Taiwan, an island of volcanic origin.

There are several studies done utilizing the χ index (Forte & Whipple, 2018; Whipple et al., 2017), including on islands of volcanic origin (Sakashita & Endo, 2023; Torrefranca et al., 2024). None has, however, been done to Madeira Island. The island, belonging to Portugal, is a tourist hotspot on the Atlantic Ocean. Famous for its views, it attracts numerous visitors to its

lush mountainous landscapes. As such, it is a prime location to apply the χ index given its natural conditions and the importance it can have relatively to safety in mountain tourism. On this work we propose to calculate the χ index for the island in order to: 1) assess divide stability, 2) identify migration directions, and 3) evaluate future tendencies.

2. STUDY AREA

The study area chosen for this work was Madeira Island. The island is located in the North Atlantic Ocean, approximately 850 km southwest of mainland Portugal and 700 km west of the Moroccan coast in North Africa (Figure 1).

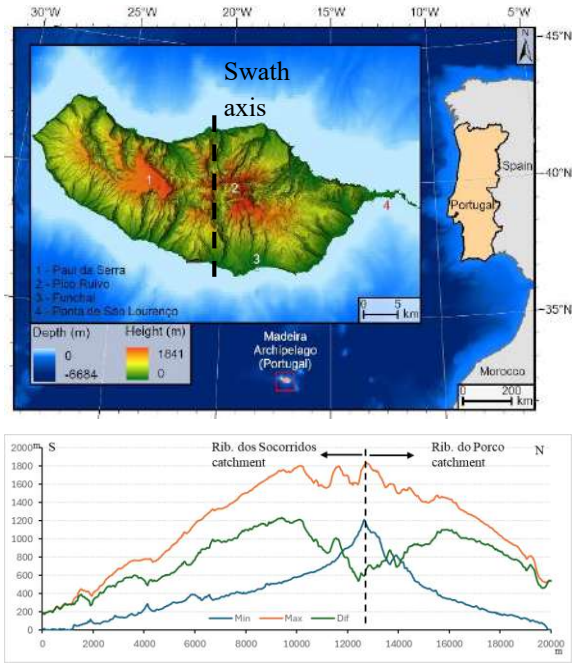


Figure 1. Madeira island location and topography. Swath profile (dashed line) across the Rib. dos Socorridos and Rib. do Porco catchments. Distances in meters.
Figura 1. Ubicación y topografía de la isla de Madeira. Perfil de franja a lo largo de la Rib. dos Socorrsdos y Rib. do Porco (identificadas en la Figura 2). Distnacias en metros

It is an island of volcanic origin, with a geology estimated to be around 6 million years old (Brum da Silveira et al., 2010). Being a relatively young island, Madeira retains a pronounced and often rugged topography. The island's highest point, Pico Ruivo, lies in the central-eastern region and reaches an elevation of approximately 1,840 m (Figure 1), just 8 km from the nearest coastline. The central-western area is dominated by the Paul da Serra plateau, with a mean altitude of 1,400 m. It possesses numerous drainage basis that carve deep inside the island, resulting in extensive canyons throughout the island.
The swath profile in Figure 1 exemplifies the general basin morphology of the island. It is not uncommon to observe discrepancies of 1000 m on the slopes of a given basin. The island's precipitations patterns are uneven, with the northern half receiving significantly more rainfall than the southern half (Valente et al., 2006).

3. MATERIALS AND METHODS

This study was done with resource to the Topotoolbox extension (Schwanghart & Scherler, 2014) of MatLAB. This group of tools allows for the calculus and creation of χ-maps. It takes a Digital Elevation Model (DEM) as input and converts it into a workable format by the toolbox. The DEM used in this case was the NASADEM. This is a 30 m resolution DEM chosen as an alternative to the SRTM, as it contains sizable holes in its coverage of Madeira Island. This file in then subjected to pre-processing actions, such has filling, before being used to calculate flow directions and accumulation, leading to the χ-map. The script used was developed by Forte and Whipple (2018), available in *https://github.com/amforte/DivideTools*. It is defined as *chigrid.m* by the authors, and it calculates the χ not on the stream, as is the case using the base Topotoolbox workflow, but continuously on a grid. This process can lead to a better visualization of the results. According to Forte and Whipple (2018) the formula for χ calculus is given by:

$$\chi = \int_{x_b}^{x} \left(\frac{A_0}{A(x')}\right)^{\theta_{ref}} dx'$$

where x_b is the outlet, x the place of interest, A_0 is a reference scaling area, A is upstream drainage area, θ_{ref} is the concavity and dx´ is a dummy variable. Of these parameters only the θ_{ref} needs to be defined. We chose to maintain it at the default value of 0.5 used in most bibliography.

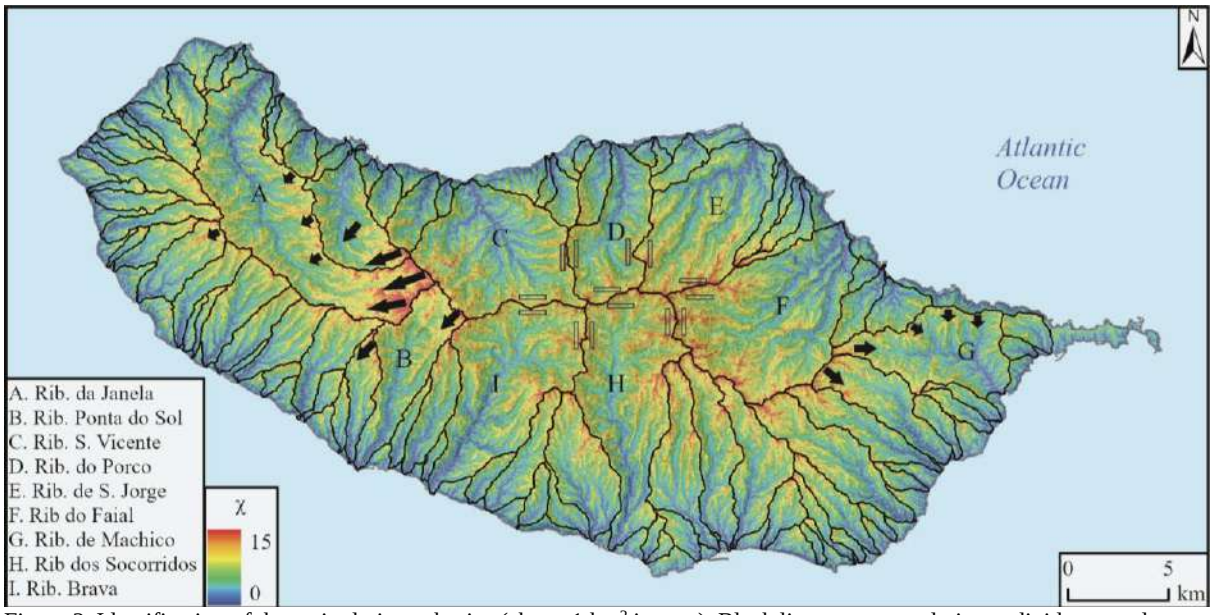


Figure 2. Identification of the main drainage basins (above 1 km^2 in area). Black lines represent drainage divides. χ-values on the island. Drainage movement should happen where χ-anomalies are detected, in the direction of the highest value. The arrows show expected direction and intensity. Hollow rectangles identify the central divides in relative balance.

Figura 2. Identificación de las principales cuencas hidrográficas (superiores a 1 km²). Las líneas negras representan las divisorias de aguas. Valores de χ en la isla. El movimiento de divisorias de drenaje debería ocurrir donde se detecten anomalías de χ, en la dirección del valor más alto. Las flechas muestran la dirección e intensidad esperadas. Los rectángulos huecos identifican las divisorias centrales en equilibrio relativo.

The results were analysed in GIS environment using ArcGIS Pro. Swath profiles were made on the base DEM where we considered pertinent. Google Earth was used to obtain perspectives of the terrain illustrative of the divide (in)balance.

4. RESULTS

Calculating the χ-grid as defined above resulted in Figure 2. At first glance the island's divisors appear to be mostly in balance. The central-eastern portion of the island, comprised of similarly shaped and sized catchments, manages to maintain an almost uniform equilibrium around the highest peak of the island. Given the significant slopes present here, the χ values are among the highest on the island. The story is different on the eastern portion of the island. The topography here is dominated by the Paul da Serra, a plateau sitting at approximately 1400 m in altitude, from where the biggest catchment originates, the Rib. da Janela catchment. This plateau is where we find the most evident χ-anomalies. The Rib de S. Vicente catchment to the northeast and the Rib. da Ponta do Sol to the southeast are clearly gaining ground over the plateau. This is further supported by the channels being distinctly more slopped on these adjoining catchments (Figure 3).

In the east portion of the island exist a couple of interesting χ-anomalies. These are mostly centred on the Rib. do Machico catchment. The catchment seems to be in the process of being pushed in by the more energetic outer streams. The Rib. do Fail catchment also seems to be pushing on the Machico catchment on its father point from the mouth.



Figure 3. Google Earth perspective of the Paul da Serra plateau, seen from east to west.

Figura 3. Perspectiva de Google Earth de la meseta de Paul da Serra, vista de este a oeste.

5. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The island appears to be in relative stability on its western portion. This can be due to a more evenly distributed erosion pattern on this area, one which created similar catchments both in size and form around the peak of the island. The plateau to the west, composed of more resistant

basaltic flows, is being assaulted by the more incised catchments to its flanks. This landscape is very familiar to the one found on Santiago in Cape Verde (Fernandes et al., 2022; Fernandes, 2021). Here the authors identified the Assomada plateau, a location with a similar geologic constitution, as a place that was in the process of being devoured by more incised catchment to its flanks. Incidentally, the age of both islands is similar, at around 6 million years old.

Other islands on the Cape Verde archipelago do not exhibit this behaviour, nor do they have so many adjacent catchments in equilibrium. The most common trend on that archipelago seems to be the fast development of a central catchment that is then 'eaten' by the smaller catchments on the outer ring. According to these results, such development seems unlikely in Madeira. The S. Vicente and Ponta do Sol catchments will most likely expand at the cost of the Rib. da Janela, but it is unlikely that they will ever reach the extent of Cape Verde's islands. This process of the small outer catchment pushing in the bigger, central ones does not reveal itself in Madeira with much prominence. Some such cases can be identified on the northern border of the Rib. da Janela catchment and on the eastern portion of the island. Torrefranca et al. (2024) applied these indices to islands on the Philippines and found much the same, as did Fernandes (2021) in Cape Verde. Sakashita and Endo (2023) came to similar results in Sado. Why this behaviour is not as evident is Madeira Island would need to be further studied.

The identification of the trend of drainage divide movement can also be helpful on the planning level. By recognizing divide movements, it is possible to predict the more unstable slopes. This is important on the island given amount of existing hiking trails, some of which cross these unstable slopes.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research received support from the Centre of Studies in Geography and Spatial Planning (CEGOT), funded 210 by national funds through the Foundation for Science and Technology (FCT) under the reference 211 UIDB/04084/2025. Rui Fernandes received funding from FCT - Fundação para a Ciência e Tecnologia, I.P. by 212 project 2023.00993.BD, DOI: https://doi.org/10.54499/2023.00993.BD.

BIBLIOGRAPHY

Brum da Silveira, A., Madeira, J., Ramalho, R.S., Fonseca, P.E., Prada, S. (2010). *Carta Geólogica Da Ilha Da Madeira* 1:50 000.

Costa, J., Gomes, A.A., Figueira, E. (2024). Estabilidade do divisor no maciço montanhoso Gerês-Larouco. *Dinâmicas geomorfológicas no espaço e no tempo*. Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos, vol. XII, 76-80.

Dahlquist, M., West, A.J., Li, G. (2018). Landslide-driven drainage divide migration. *Geology*, 46. https://doi.org/10.1130/G39916.1

Fernandes, R., Teixeira, J., Gomes, A., Stokes, M. (2022). Volcanic Island Drainage Divide Migration: Implications for Land Planning (Assomada Plateau, Santiago, Cape Verde). *International Workshop on Natural Hazards*.

Fernandes, R.J.M. (2021). Erosive stage of the Cape Verde Islands: Implications in urban planning. Trabalho de Mestrado em Sistemas de informação Geográfica e Ordenamento do Território, Faculdade de Letras da Universidade do Porto.

Forte, A.M., Whipple, K.X. (2018). Criteria and tools for determining drainage divide stability. *Earth and Planetary Science Letters*, 493, 102-117. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.026

Gilbert, G.K. (1877). Geology of the Henry Mountains [Report] (Monograph, Issue. O. Government Printing. https://pubs.usgs.gov/publication/70038096

Ng, K.Y. (2006). Landslide locations and drainage network development: A case study of Hong Kong. *Geomorphology*, 76 (1), 229-239. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.10.008

Sakashita, A., Endo, N. (2023). Mobility and Location of Drainage Divides Affected by Tilting Uplift in Sado Island, Japan [Article]. *Remote Sensing*, 15 (3), Article 729. https://doi.org/10.3390/rs15030729

Schwanghart, W., Scherler, D. (2014). TopoToolbox 2–MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2 (1), 1-7.

Torrefranca, I.G., Otadoy, R.E.S., Tongco, A. F. (2024). Dynamic river basins and hypsometric analyses: implications to land management and prioritization in Bohol, Central Philippines [Article]. *International Journal of River Basin Management*, 22 (1), 13-22. https://doi.org/10.1080/15715124.2022.2092487

Valente, M.A., Miranda, P.M., Coelho, F., Tomé, A. y de Azevedo, E.B. (2006). O Clima Observado. En: F.D. Santos, R. Aguiar (Eds.), Impactos e Medidas de Adaptação às Alterações Climáticas no Arquipélago da Madeira. Direcção Regional do Ambiente da Madeira, 12-23.

Whipple, K.X., Forte, A.M., DiBiase, R.A., Gasparini, N. M., Ouimet, W.B. (2017). Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution [Article]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122 (1), 248-273. https://doi.org/10.1002/2016JF003973

Willett, S.D., McCoy, S.W., Perron, J.T., Goren, L., Chen, C.Y. (2014). Dynamic Reorganization of River Basins. *Science*, 343 (6175), 1248765. https://doi.org/doi:10.1126/science.1248765

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 184-187. ISBN: 978-84-10345-81-2

REHABILITACIÓN MORFOSEDIMENTARIA DEL TRAMO MEDIO DEL RÍO GUADALOPE: DIAGNÓSTICO Y PROPUESTA DE ACTUACIÓN

Morpho-sedimentary rehabilitation of the middle Guadalope River: diagnosis and management proposal

Álvaro Tena[1,2], Damià Vericat[2], Ramon J. Batalla[2,3]

1. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna s/n. 50009 Zaragoza, España. a.tena@unizar.es
2. Fluvial Dynamics Research Group (RIUS). Universitat de Lleida, Lleida, España.
3 Institut Català de Recerca de l'Aigua (ICRA), Girona, España.

Abstract: This study presents a functional fluvial rehabilitation proposal for the middle Guadalope River, affected by the 2018 drawdown of the Santolea reservoir. Based on field and modeling data, sediment augmentation and flushing flows are proposed to mitigate sediment imbalance and improve habitat conditions.

Palabras clave: rehabilitación fluvial, crecidas de mantenimiento, inyección de gravas, Guadalope, sedimentos.
Keywords: fluvial rehabilitation, flushing flows, sediment augmentation, Guadalope, sediments.

1. INTRODUCCIÓN

Los ríos de la región mediterránea se encuentran entre los sistemas fluviales más impactados del mundo, especialmente debido a la regulación de sus caudales (Tena et al., 2012). Las presas alteran los sistemas fluviales de dos maneras: (i) modificando el régimen de caudales, y (ii) interrumpiendo el transporte sedimentario. Estas modificaciones suelen desencadenar otro tipo de procesos en los tramos de aguas abajo, tales como la incisión y acorazamiento del lecho y la colonización vegetal de zonas anteriormente activas (Batalla y Vericat, 2009, Tena et al, 2012). Además, las presas inducen profundos cambios en los ecosistemas fluviales deteriorando los hábitats ictícolas en tramos aguas abajo, reduciendo la heterogeneidad estructural del lecho (rápidos, pozas) y alterando procesos vitales como alimentación, migración y reproducción (Clark, et al., 2008).

El río Guadalope es un río mediterráneo regulado por diversos grandes embalses. En particular le déficit sedimentario estructural, derivado de la presencia del embalse de Santolea (1932) se refleja en procesos como incisión y acorazamiento. El deterioro del estado morfológico del río Guadalope en el tramo de estudio también ha causado impactos negativos desde el punto de vista ecológico, reduciendo los hábitats disponibles para las poblaciones ictícolas. Esta situación se ha visto agravada por la aportación exacerbada de sedimentos finos durante una maniobra de vaciado del embalse de Santolea en 2018, puesto que la gran presencia de arcillas y limos han contribuido a la colmatación de los espacios intersticiales localizados entre las gravas, limitando todavía más la presencia de hábitats de reproducción de especies ictícolas. Este trabajo presenta un diagnóstico del estado morfosedimentario del tramo del río Guadalope entre la presa de Santolea y la cola del embalse de Calanda, y plantea medidas de rehabilitación funcional, que combinan la inyección de gravas con crecidas de mantenimiento, con el objetivo de recuperar la dinámica fluvial y los hábitats asociados.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El río Guadalope, con una cuenca hidrográfica de 3.818 km^2, es la segunda cuenca de mayor superficie de las que desembocan en el río Ebro por su margen derecha. El régimen hidrológico del río Guadalope está regulado por los embalses de Santolea, Calanda y Civán (en Caspe), así como el de Berge-Alcorisa en su afluente el Guadalopillo. El caudal medio del río Guadalope en la estación de aforo (E106) en Santolea es de 2,95 m^3s^{-1}. El río Bergantes es un afluente importante por el margen derecho y en este caso no está afectado por ninguna gran presa. El área

de estudio abarca un tramo de 18 km situado entre el embalse de Santolea y la cola del embalse de Calanda, en la parte central de la cuenca del río Guadalope (Figura 1). El tramo de estudiado presenta una morfología degradada, marcada por la incisión del lecho, la presencia de costras calcáreas, la desconexión lateral, la colonización por vegetación ribereña, y el reciente aporte masivo de sedimentos finos (limos, arcilla).

Para valorar la incidencia de esta entrada extraordinaria de sedimentos y su persistencia en el sistema se han caracterizado diferentes parámetros físicos en 7 puntos de muestreo distribuidos a lo largo del tramo de estudio (Figura 1C).

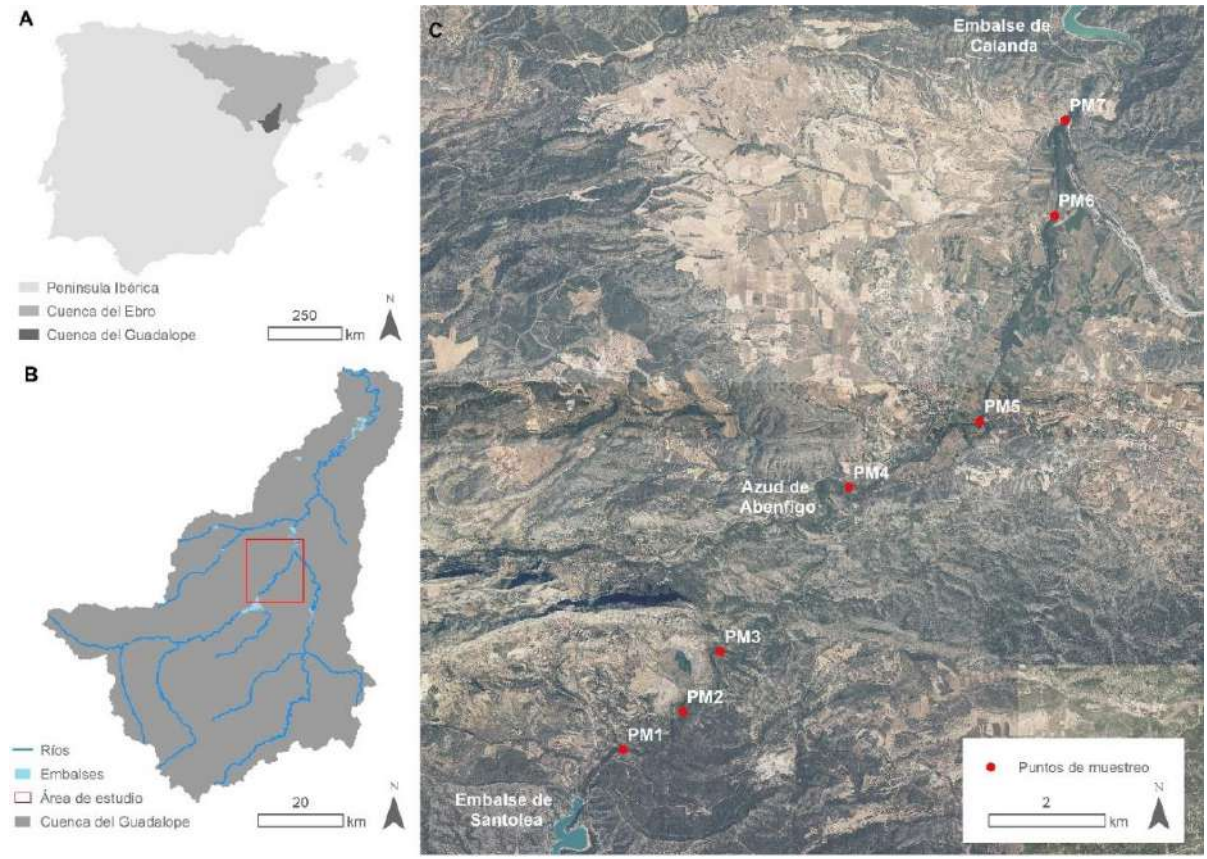


Figura 1. (A) Localización de la cuenca del Guadalope en la cuenca del Ebro y en la Península Ibérica y (B) Localización del tramo de estudio en la cuenca del Guadalope; (C) Localización de los puntos de muestreo en el tramo de estudio.

Figure 1. (A) Location of the Guadalope basin in the Ebro basin and the Iberian Peninsula, and (B) Location of the study reach in the Guadalope basin; (C) Location of the sampling points in the study reach.

3. METODOLOGÍA

La metodología empleada en este trabajo se ha dividido en los dos grandes bloques; el trabajo de campo y el trabajo de gabinete.

Trabajo de Campo

El trabajo de campo se centró en la caracterización hidráulica (y medida del caudal), topográfica y granulométrica de cada uno de los puntos de muestreo. En cada una de las secciones de control se realizaron aforos con el objetivo de calcular el **caudal** circulante y conocer la hidráulica de cada punto. Para esta tarea se utilizó un equipo Doppler (River Surveyor M9©) que permite una medición rápida y precisa del caudal circulante.

La **topografía** recopilada en cada una de los puntos de muestreo consta de varias secciones transversales representativas de la geometría del tramo. La topografía se obtuvo a partir de un Estación Total Leica TPS1200© y un Equipo GPS Leica Viva© GS15.

La **información granulométrica** se obtuvo mediante diferentes métodos. Los materiales gruesos (desde gravas hasta bloques submétricos) se han caracterizado a partir del método del conteo (Wolman, 1954) y mediante la toma de fotografías cenitales de proximidad. Para los depósitos de materiales más finos (arcillas, limos y arenas) se ha utilizado el método volumétrico, con toma de muestras para efectuar su análisis textural posterior en el laboratorio.

Trabajo de Gabinete

En este apartado se realizaron diferentes tareas. En primer lugar, se realizó un **análisis del régimen hidrológico** y de crecidas, y se calcularon una serie de parámetros hidrológicos (volumen de escorrentía, picos, forma del hidrograma, recurrencia, competencia) de las crecidas en el régimen hidrológico actual (i.e. post-embalses) en el tramo medio del río Guadalope en base a los registros disponibles en estaciones de aforo. En segundo lugar, se realizó un análisis y **caracterización sedimentológica** de los puntos de muestreo. Los datos obtenidos mediante el método de conteo fueron analizados mediante curvas de frecuencia. Las fotografías cenitales de proximidad se analizan mediante el software PhotoMob (Ville et al., 2023), el cual permite extraer la distribución granulométrica del área fotografiada, así como parámetros estadísticos de los sedimentos y su estructura. Las muestras volumétricas de sedimento fino fueron secadas y tamizadas en laboratorio, y posteriormente analizadas gráficamente mediante curvas de frecuencia. En tercer lugar, se realizó un **análisis de cambios morfológicos** del río Guadalope mediante la comparación de fotografías aéreas históricas y actuales. Mediante la cartografía de las superficies activas del río Guadalope a escala multi-temporal (i.e. 1956 y 2021) se han analizado y cuantificado los cambios morfológicos (e.g. reducción de la superficie activa, intrusión de la vegetación de ribera, estabilización del cauce).

Objetivos de mejora ambiental y definición de medidas de rehabilitación en función del diagnóstico morfo sedimentario

El tramo del río Guadalope entre la presa de Santolea y la cola del embalse de Calanda presenta claros signos de degradación morfológica: encajamiento, acorazamiento y colmatación del lecho por sedimentos finos. Es por esto que el tramo de estudio requiere de un proyecto de rehabilitación funcional compuesto de varias medidas de restauración, cada una con un objetivo específico, que sean capaces de mejorar las condiciones hidromorfológicas del tramo, y con ello la estructura y funcionamiento del ecosistema fluvial en su conjunto. Este proyecto se basó principalmente en la **inyección de gravas** y en **la implementación de un régimen de caudales funcionales** (i.e. crecidas de mantenimiento) de manera conjunta. La inyección de gravas ayudará a paliar el déficit sedimentario estructural generado por el embalse de Santolea, pero, además, la selección de los tamaños granulométricos más adecuados para la freza ayudará a mejorar los hábitats ictícolas y dotará de una mayor heterogeneidad granulométrica al tramo de estudio. A su vez, la implementación de un régimen de caudales más cercano al natural, al menos en lo que se refiere a componentes como la magnitud y la frecuencia de los caudales morfogénicos, dotará al tramo de estudio de una mayor dinámica sedimentaria, eliminando o reduciendo potencialmente la coraza superficial por impacto, y favoreciendo procesos de erosión y sedimentación. El diseño de las **medidas de rehabilitación mediante inyección de sedimentos** se ha centrado en la estimación i) de la granulometría idónea del material a introducir, y ii) del volumen necesario para la inyección. Esta tarea se basado en una revisión bibliográfica exhaustiva del tema en cuestión. El diseño de **medidas de rehabilitación sobre la base de un régimen de caudales funcionales** partía de los siguientes objetivos específicos; i) re-suspensión del exceso de sedimento fino acumulado en la superficie del lecho y los márgenes del rio y ii), dotar al tramo de una mayor dinámica sedimentaria, favoreciendo procesos de erosión/sedimentación. Para alcanzar estos objetivos es necesario que los caudales liberados sean capaces de movilizar el rango de partículas más grandes del lecho, o de los sedimentos inyectados como parte de esta propuesta de rehabilitación (i.e. entre D_{84} y D_{95}). El diseño las crecidas y la magnitud de los caudales liberados se basó en las variables obtenidas en el análisis hidrológico realizado previamente. Además, mediante modelización hidráulica (HEC-RAS©), se evaluó la competencia de los diferentes escenarios diseñados sobre los sedimentos actuales e inyectados.

4. RESULTADOS PRELIMINARES Y DISCUSIÓN

Estudio del régimen hidrológico y de crecidas

Las series hidrológicas fueron analizadas a diferentes escalas temporales (anual, mensual, diaria y quinceminutal). El análisis hidrológico ha puesto de manifiesto el papel homogeneizador de los embalses sobre el régimen fluvial, reduciendo los valores extremos, tanto en los caudales elevados como en los bajos, mostrando una reducción de los picos de otoño e invierno y la liberación de caudales para el riego durante el verano,

aumentando los flujos de base sobre los niveles naturales.

Estudio Granulométrico

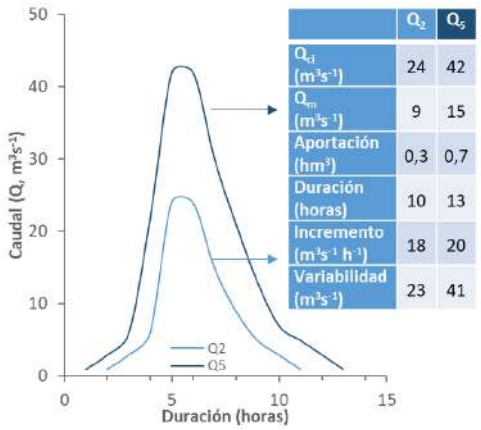
El estudio granulométrico muestra una reducción del D_{50} (percentil 50 de la distribución granulométrica) desde aguas arriba hacia aguas abajo del tramo. Esta estructura es el resultado del lavado regular y crónico de las partículas de tamaños inferiores durante épocas de caudales elevados. Además, el aporte de sedimento en suspensión derivado del vaciado del embalse de Santolea ha obstruido los intersticios de las gravas y los caudales estables han favorecido asimismo la generación de una costra calcárea que contribuye a estabilizar todavía más el lecho.

Evolución Morfológica

El análisis de imágenes aéreas ha mostrado una reducción generalizada del ancho activo en el tramo de estudio, si bien, hay dos tramos diferenciados. Un primer tramo, desde la presa de Santolea hasta el azud de Abenfigo, en el que el río discurre más encajonado. En este tramo el río no ha modificado su patrón morfológico debido a sus características geológicas, sin embargo, el ancho activo se ha visto reducido en un 71,5%, pasando de una anchura media de 35 metros en 1956 a 10 metros en 2021. En el segundo tramo, desde el azud de Abenfigo hasta la cola del embalse de Calanda, el valle fluvial se abre, y los impactos son mucho más remarcables. En este caso, la morfología del río ha evolucionado de un tipo trenzado a un único cauce rectilíneo, y la reducción del ancho activo ha disminuido en un 88,5%, pasando de una anchura superior a los 130 metros en 1956, a escasos 15 metros en 2021.

Medidas de rehabilitación fluvial

En el **diseño de la inyección de gravas** se propone introducir un volumen de sedimentos que se encontraría entre los 5500 m^3 y los 11000 m^3, de los cuales aproximadamente un 70% debería ser de gravilla (10-30 mm), tamaño ideal para la freza de la trucha, un 15% de fracciones mayores (grava gruesa hasta un límite de 128 mm) y un 15% de menores (grava muy fina y fina desde 1 a 10 mm). En el **diseño del hidrograma de crecida,** tras la simulación de diferentes escenarios, se observó que la avenida máxima más probable para un período de 2 años (i.e. Q_2, 24 m^3s^{-1}) no tenía la competencia necesaria para para mover la totalidad de los rangos introducidos, por lo que se optó por diseñar otro escenario con caudales más elevados dentro del rango de caudales entre Q_2 y Q_5 (entre 24 y 42 m^3s^{-1}) que sea capaz de movilizarlos, rompiendo la coraza superficial y favoreciendo la dinámica sedimentaria (Figura 2).



	Q_2	Q_5
Q_{ci} (m^3s^{-1})	24	42
Q_m (m^3s^{-1})	9	15
Aportación (hm^3)	0,3	0,7
Duración (horas)	10	13
Incremento ($m^3s^{-1}\,h^{-1}$)	18	20
Variabilidad (m^3s^{-1})	23	41

Figura 2. Diseño de hidrogramas y principales características de las crecidas de mantenimiento

Figure 2. Hydrograph design and main characteristics of flushing flows

5. CONCLUSIONES

La rehabilitación funcional mediante inyección de gravas y crecidas de mantenimiento ayudará a restablecer parcialmente la dinámica fluvial del río Guadalope, mejorando hábitats y mitigando los efectos de décadas de regulación. Se propone una implementación adaptativa a largo plazo, que incorpore el seguimiento hidromorfológico y ecológico de las medidas implementadas.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado a través de un encargo de colaboración entre la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) y el Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial RIUS (UdL) (SGR2021-01114).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Batalla, R.J., Vericat, D. (2009). Hydrological and sediment transport dynamics of flushing flows: implications for management in large Mediterranean rivers. *River Research and Applications*, 25(3), 297-314.

Tena, A., Batalla, R.J., Vericat, D. (2012). Reach-Scale suspended sediment balance downstream from dams in a large Mediterranean river. *Hydrol. Sci. J.* 57, 831-849.

Ville, F., Vericat, D., Batalla, R.J. y Rennie, C. (2023) PhotoMOB: automated GIS method for estimation of fractional grain dynamics in gravel bed rivers. Part 1: Grain Size. Earth Surface Processes and Landforms

Clarke, K.D., Pratt, T.C., Randall, R.G., Scruton, D.A., & Smokorowski, K.E. (2008). Validation of the flow management pathway: Effects of altered flow on fish habitat and fishes downstream from a hydroelectric dam. *Canadian Technical Report of Fisheries and Aquatic Sciences*, 2784, 111 pp.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 188-191. ISBN: 978-84-10345-81-2

EVALUACIÓN DEL IMPACTO DE UN AZUD EN LA MORFOLOGÍA DE UN RÍO ALUVIAL DE GRAVAS

Impact Assessment of a weir on the morphology of a gravel-bed river

Víctor Trullenque Blanco[1*], Alfredo Ollero Ojeda[2,3], Antonio Luis Montealegre Gracia[3,4], Carles Ferrer Boix[5]

1. Departamento de Suelo y Agua, Estación Experimental de Aula Dei - CSIC. Avda. Montañana 1005 Zaragoza (Zaragoza, España). vtrullenque@eead.csic.es.
2. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza. C. Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (Zaragoza, España).
3. Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA). C. Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (Zaragoza, España).
4. Centro Universitario de la Defensa, Academia General Militar. Carretera Huesca s/n, 50090 Zaragoza (Zaragoza, España).
5. Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad Politécnica de Cataluña 08304 Barcelona (Barcelona, España).

Abstract: In this study, we explore how the presence of a weir alters the physical characteristics of the Cinca River channel. We perform a diachronic analysis of six series of aerial photographs from 1929 to 2018. The weir has facilitated the conservation of the layout and interconnection of the pre-existing channels and the increase in portion occupied by the minor channel in the active channel upstream. Downstream, it has facilitated the concentration of the flow in a single channel with the disconnection and dewatering of most of the secondary branches, facilitating the incision of the main stream on its own channel.

Palabras clave: presa, morfología fluvial, análisis diacrónico, crecidas, extracción de gravas.
Keywords: dam, fluvial morphology, diachronic analysis, floods, gravel mining.

1. INTRODUCCIÓN

El crecimiento poblacional y los cambios en los hábitos de consumo han incrementado la demanda de recursos hídricos, especialmente desde mediados del siglo XX. Desde entonces, se ha producido un aumento exponencial en el número de presas y embalses en los ríos de todo el mundo, destinados para el control de inundaciones, la generación hidroeléctrica o el regadío (Downs y Piégay, 2019).

Los azudes son pequeñas presas que derivan parte del caudal de los ríos hacia centrales, acequias, industrias o urbes. Estas estructuras modifican las condiciones hidrológicas y la morfología fluvial, incluyendo alteraciones en los hábitats, fragmentación de la conectividad del río y reducción del transporte de sedimentos (Sear, 1995; Csiki y Roads, 2010). Estos cambios se producen tanto en las inmediaciones de los azudes como aguas arriba y abajo, constituyendo una de las actividades humanas más destructivas para los ecosistemas fluviales a escala local (Hou *et al*., 2024).

El objetivo principal de este estudio es analizar y cuantificar la influencia del azud de Ariéstolas aguas arriba y abajo de esta infraestructura sobre la geomorfología en planta del río Cinca, un cauce aluvial de gravas de la vertiente sur de los Pirineos, separándola de otros factores de influencia comunes a toda el área de estudio como es la alteración de caudales sucedida a causa de los embalses situados aguas arriba. En esta contribución se presentan los resultados preliminares de los análisis.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

El área de estudio se sitúa en el NE de la península Ibérica (Figura 1). Se corresponde con un pequeño sector del tramo medio-bajo del río Cinca, uno de los principales tributarios del río Ebro por caudal y extensión. En este enclave el río ya ha recorrido 100 de los 177 km que abarca su trayecto y tiene una cuenca vertiente de 3800 km^2. Los principales embalses que regulan su sistema fluvial son: Mediano (214 hm^3 en 1959

y recrecido en 1969 hasta alcanzar 436 hm^3), El Grado (400 hm^3, 1974) y Barasona (72 hm^3 en 1932 y recrecido en 1973 hasta alcanzar 92 hm3). El *Impoundment Ratio (IR) index* de Mediano-El Grado, erigidos sobre el propio río Cinca, asciende a 0,63 y el de Barasona, sobre el Ésera, a 0,12.

El sector de estudio, situado aguas abajo de estas infraestructuras, tiene 5,6 km de longitud y 710 m de anchura media y se localiza en torno al azud de Ariéstolas (construido en hormigón y escollera con una anchura de 250 m y una altura de 5 m). Aquí el río presenta una pendiente de 0,26 % y ha estado afectado por extracciones de grava y roturaciones para introducir plantaciones de chopo (Trullenque-Blanco, 2021).

2.2. Caudales

Mediante una serie de caudales máximos anuales elaborada a partir de los aforos de salida de los embalses de El Grado y Barasona se ha comparado la magnitud, frecuencia (periodo de retorno) y duración (número de días en el año con $Q>Q_{cSERIE}$) de las avenidas producidas, utilizando como referencia el $Q_{BANKFULL}$ de los datos de caudal de la serie completa. El $Q_{BANKFULL}$ ha sido calculado mediante el método propuesto por Villarroya y Xuclà (2003).

2.3. Geomorfología

A partir de 6 conjuntos de fotografías aéreas procedentes del Instituto Geográfico Nacional (IGN) tomadas en los años 1929, 1946, 1956, 1984, 2003 y 2018 se ha realizado un análisis diacrónico de una serie de parámetros morfológicos calculados en las distintas secciones y segmentos que componen el área de estudio (Figura 1). Estos han sido la anchura del canal activo, el *Fluvial Dynamics Index (IDF)* (Tuset et al., 2015), la *Confluence-Defluence Node Density (CDND)* (Kleinhans et al., 2013), la dominancia del flujo principal, el *Total Braiding Index (TBI)* y *Active Braiding Index (ABI) (*Egozi y Ashmore, 2008), la intensidad de trenzado (Muñoz-Narciso, 2014) y la *Main Flow Sinuosity (MFS)* (Ghosh y Mistry, 2012).

3. RESULTADOS PRELIMINARES

La Tabla 1 muestra los indicadores utilizados para evaluar los cambios observados en las avenidas del río Cinca tras su confluencia con el río Ésera a lo largo de las distintas subseries de análisis (formadas entre fecha y fecha de las fotografías aéreas). La magnitud de las crecidas ha disminuido, han aumentado los períodos de retorno calculados con el valor del $Q_{BANKFULL}$ obtenido para la serie completa mediante las curvas de ajuste de Gumbel de las distintas subseries y el número de días por año con avenidas formativas ha disminuido. Estos hechos parecen guardar relación con la puesta en marcha del sistema de regulación Mediano-El Grado en 1969/1974.

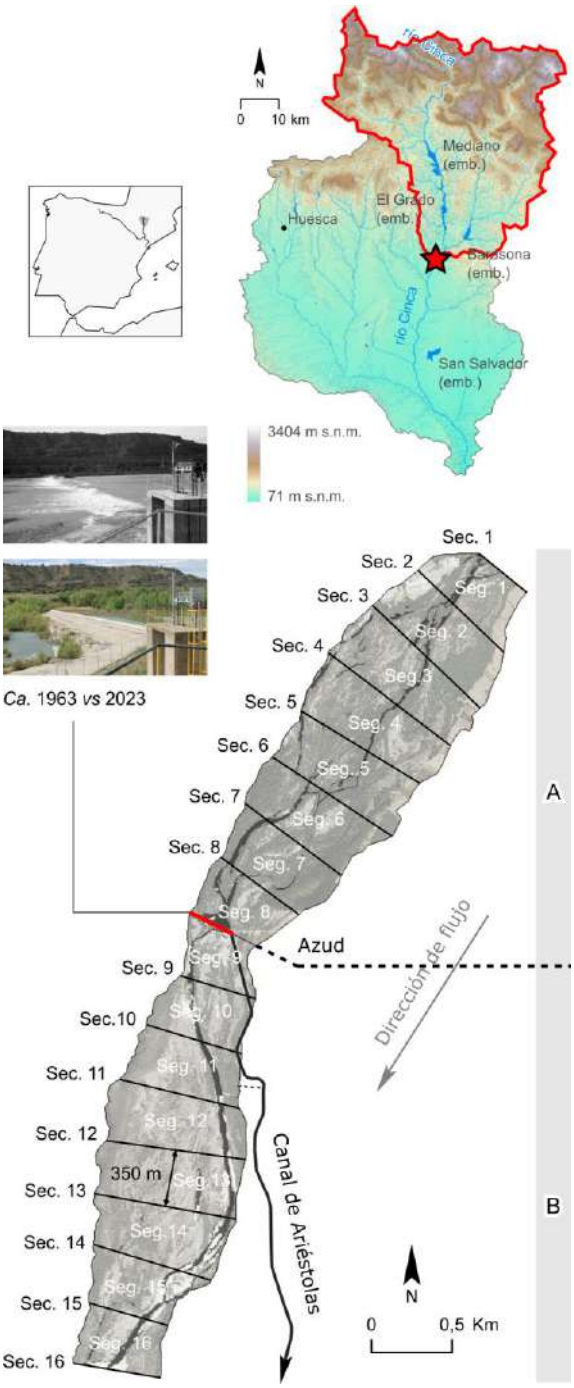


Figura 1. Área de estudio. Fuentes: IGN, CHE y Archivo del Grupo Fotográfico Apertura.
Figure 1. Study area. Sources: IGN, CHE and Apertura Photograpic Group Archive.

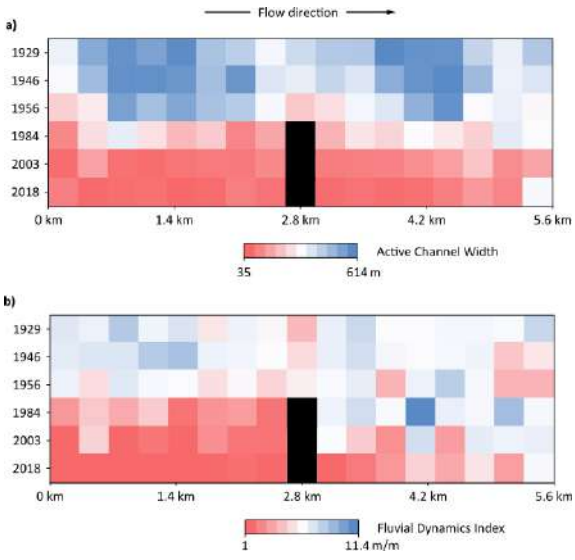
Tabla 1. Cambios en la magnitud, frecuencia y duración de las crecidas formativas. A) $Q_{BANKFULL}$, expresado en m^3/s; B) retorno del $Q_{BANKFULL}$ de la serie completa (547,9 m^3/s) expresado en años y C) días al año en los que se supera el $Q_{BANKFULL}$ para la serie completa.
Table 1. Changes in the magnitude, frequency, and duration of formative floods. A) $Q_{BANKFULL}$ (m^3/s); $Q_{BANKFULL}$ return period of the entire period (years) and $Q_{BANKFULL}$ duration for the entire period (days per year).

	1949/50-1955/56	1956/57-1983/84	1984/85-2002/03	2003/04-2017/18
A	547.6	702.8	385.4	343.2
B	2.13	1.85	4.64	5.59
C	1.3	1.5	0.2	0.3

A lo largo del periodo de estudio (1929-2018), la actividad geomorfológica del río ha disminuido notablemente, especialmente durante las tres últimas fechas de análisis (Tabla 2 y Figura 2).
Se han encontrado diferencias significativas entre los sectores A (aguas arriba del azud) y B (aguas abajo) en el 75 % de parámetros geomorfológicos analizados tras la puesta en funcionamiento del azud, mientras que en el período previo al azud el río Cinca se comportaba de forma similar a lo largo de todo el espacio fluvial. Las diferencias más destacadas en el período post-azud se observan en los parámetros del IDF (el valor obtenido en el sector A representa solo el 40 % del obtenido en el sector B), la dominancia del flujo principal (el valor del sector A representa únicamente el 52 % del sector B) y el TBI (el valor del sector B representa solo el 60 % del sector A).
Estos cambios no se han producido de forma homogénea a lo largo del tiempo ni con la misma intensidad en todos los parámetros, como puede observarse en la Figura 2. El azud ha favorecido la reducción del canal activo aguas arriba del mismo a causa del efecto "remanso" que facilita el asentamiento de la vegetación de ribera, y ha propiciado la conservación del trazado e interconexión de los cauces preexistentes y el aumento de la proporción ocupada por el cauce menor en el tramo activo aguas arriba. En cambio, aguas abajo ha facilitado la concentración del caudal en un único cauce con la desconexión y el abandono de la mayoría de los brazos secundarios, favoreciendo la incisión de la corriente principal sobre su propio lecho, especialmente en los primeros 1,4 km.
Por último, señalar que de forma paralela se están analizando los efectos producidos por el azud en la vegetación de ribera y sobre la granulometría superficial de las barras cercanas y su grado de acorazamiento.

Tabla 2. Cambios geomorfológicos sucedidos entre los estados pre- y post-azud. *Las diferencias son significativas al nivel de confianza del 95 %; **al nivel del 99 %.
*Table 2. Geomorphological changes occurred between the pre- and post-weir states. *Differences are significant at the 95% confidence level; **same at the 99% level.*

Variable	Sector	Promedio		Kruskal-Wallis (*p-value*)	
		Pre-azud	Post-azud	Pre-azud	Post-azud
Anchura del canal activo (m)	A	443	96	0.75	0.02*
	B	417	141		
IDF	A	4.1	1.4	0.40	0.00**
	B	3.6	3.5		
CDND (nodos/km²)	A	0.7	0.5	0.92	0.30
	B	0.7	0.3		
Dominancia del flujo principal (%)	A	49.5	55.0	0.60	0.05*
	B	49.9	78.0		
TBI	A	3.3	3.1	0.71	0.01**
	B	3.2	1.6		
ABI	A	2.0	1.8	0.23	0.01**
	B	1.7	1.2		
Intensidad de trenzado	A	2.4	1.8	0.12	0.00**
	B	2.0	1.2		
MFS	A	1.15	1.14	0.07	0.21
	B	1.12	1.19		



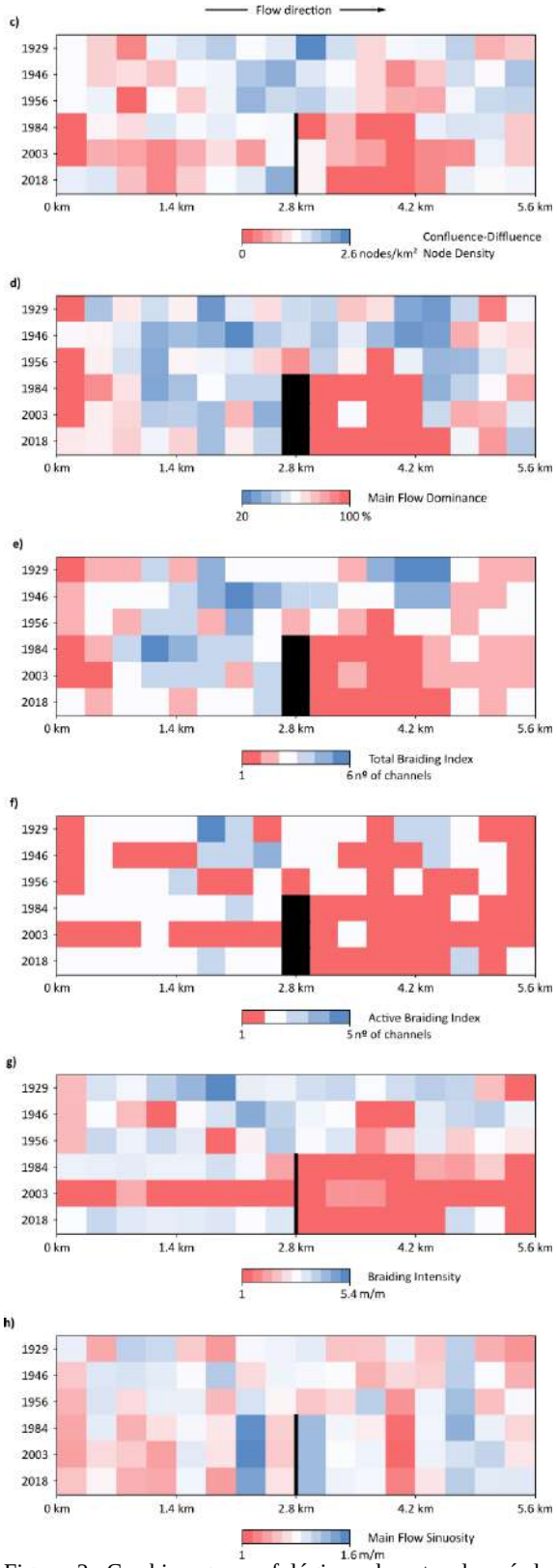


Figura 2. Cambios geomorfológicos durante el período 1929-2018 (azud representado en negro). Cada cuadrado representa un segmento/sección.

Figure 2. Geomorphological changes over the 1929-2018 period (weir depicted in black). Each square represents a segment/section.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Batalla, R.J., Gomez, C.M., Kondolf, G.M., 2004. River impoundment and changes in flow regime, Ebro River basin, northeastern Spain. *Journal of Hydrology* 290, 117–136.

Csiki, S. y B. L. Rhoads (2010). Hydraulic and geomorphological effects of run-of-river dams. *Progress in Physical Geography*. 34 (6): 755–780. https://doi.org/10.1177/0309133310369435.

Downs, P. W. y Piégay, H. (2019). Catchment-scale cumulative impact of human activities on river channels in the late Anthropocene: implications, limitations, prospect. *Geomorphology*, 338, 88–104. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.021.

Egozi, E. y Ashmore, P. (2008). Defining and measuring braiding intensity. *Earth Surface Processes and Landforms.* 33: 2121–2138. https://doi.org/10.1002/esp.1658.

Ghosh, S. y Mistri, B. (2012). Hydrogeomorphic significance of sinuosity index in relation to river instability: A case study of Damodar River, West Bengal, India. *International Journal of Advances in Earth Sciences*, 1 (2), 49–57.

Hou, J., Zeng, Q., Hu, P., Jiang, A., Yang, Q., Zhao, B., Liu, H., Yang, Z., Qu, X. (2024). Characteristics and multi-factor mechanisms of dam construction on food web structure in cold-region rivers. *Journal of Hydrology*, 630, 130625. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2024.130625.

Kleinhans, M.G., Ferguson, R.I., Lane, S.N. y Hardy, R.I. (2013). Splitting rivers at their seams: bifurcations and avulsion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 47–61. https://doi.org/10.1002/esp.3268.

Muñoz-Narciso, E. (2014). Aplicación de fotogrametría digital automatizada en geomorfología: dinámica morfo-sedimentaria en ríos de gravas. Directores: Vericat, D. y Saz, M.A. Universidad de Zaragoza. Zaragoza.

Sear, D. A. (1995). Morphological and sedimentological changes in a gravel-bed river following 12 years of flow regulation for hydropower. *Regulated Rivers: Research & Management*, 10 (2-4), 247–264. https://doi.org/10.1002/rrr.3450100219.

Trullenque-Blanco, V. (2021). *Morfología fluvial del río Cinca a su paso por la Comarca del Cinca Medio entre 1927 y 2018*. Inédito. XXXII Beca Joaquín y Mariano de Pano. Centro de Estudios de Monzón y Cinca Medio (CEHIMO).

Tuset, J., Vericat, D., y Batalla, R. J. (2015). Evolución morfo-sedimentaria del tramo medio del río Segre. *Cuadernos de investigación geográfica/Geographical Research Letters*, (41), 23-62. https://doi.org/10.18172/cig.2707.

Villarroya, C. y Xuclá, R.S. (2003). *La delimitación del dominio público hidráulico y de sus zonas inundables: el proyecto Linde*. MITECO, Madrid, 93 pp.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 192-194. ISBN: 978-84-10345-81-2

CARTOGRAFÍA DEL ESTADO MORFO-SEDIMENTARIO, A ESCALA DE RED DE DRENAJE, EN EL RÍO PERALES (CUENCA DEL TAJO)

Mapping the morpho-sedimentary state of the Perales River drainage network (Tagus River Basin, Central Spain)

Vázquez Tarrío D.[1], Garrote J.[2], Díez-Herrero A.[1]

1. Departamento de Riesgos Geológicos y Cambio Climático, Centro Nacional IGME, CSIC. c\Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. d.vazqueztarrio@igme.es
2. Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Nováis s/n, 28040, Madrid.

Abstract: Processes related to sediment transport and geomorphic change are key factors in numerous aspects of river management, including flood risk mitigation, river restoration, hydropower development, riverine and infrastructure planning. As a result, effective river management often depends on access to reliable data regarding the geomorphic and hydro-sedimentary status of river channels. In this study, we present a GIS-based methodology tailored for assessing channel bed conditions—specifically identifying whether river segments are experiencing incision, aggradation, or maintaining vertical equilibrium—across entire drainage networks. This workflow was implemented in the Perales River watershed (Tagus River basin) in central Spain, resulting in a detailed classification of the morpho-sedimentary status of 113 individual river segments. We suggest that such catchment-scale characterizations can serve as a preliminary evaluation of sediment dynamics at the catchment level and assist in identifying priority areas for more in-depth investigations at more detailed scales.

Palabras clave: geomorfología fluvial, transporte de sedimento, agradación, incisión.
Keywords: fluvial geomorphology, sediment transport, aggradation, incision.

1. INTRODUCCIÓN

La dinámica de cambio geomorfológico en cauces fluviales tiene numerosas implicaciones para muchas cuestiones de gestión fluvial. Por ejemplo, los ciclos de erosión/degradación influyen en el hábitat de numerosos organismos acuáticos y de ribera (Hauer et al., 2016). Asimismo, la incisión del lecho del río durante las crecidas puede amenazar infraestructuras como puentes o presas, planteando problemas de seguridad para bienes y personas. Del mismo modo, los procesos de agradación súbita durante crecidas pueden aumentar los riesgos de inundación.

Por todo ello, la consideración de estos procesos se hace necesaria para la adecuada implementación de medidas de reducción del riesgo de inundaciones, un correcto dimensionamiento de las infraestructuras hidráulicas y a la hora de diseñar estrategias adecuadas de restauración y gestión fluvial, entre otras muchas razones. Sin embargo, debido a la falta general de series de datos sobre transporte de sedimentos y trayectorias de cambio geomorfológico en ríos, no siempre es fácil obtener los datos necesarios en los plazos normalmente asociados a los proyectos de gestión fluvial.

No resulta sorprendente, por tanto, que los agentes encargados de la gestión del territorio y del medio fluvial demanden con bastante frecuencia caracterizaciones a escala de cuenca de los balances de sedimentos a lo largo de los distintos tramos de las redes fluviales, ya que este tipo de información puede ayudarles a jerarquizar y priorizar aquellos tramos fluviales en los que es necesaria la restauración u otro tipo de actuación.

En esta comunicación proponemos un flujo de trabajo basado en el uso de herramientas SIG (Sistemas de Información Geográfica) y adaptado a la caracterización de las condiciones de los cauces fluviales a escala de red de drenaje, en términos de incisión, agradación o equilibrio vertical.

Para ilustrar su uso, hemos aplicado este procedimiento a la cuenca del río Perales, afluente del río Alberche por la margen derecha (vertiente sur del Sistema Central), dentro de la gran demarcación hidrográfica del río Tajo (sector central de la península Ibérica).

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del río Perales drena un pequeño sector de la vertiente meridional de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central español, Cuenca del Tajo) (Figura 1). Tiene una cuenca hidrográfica de 528 km^2, drenando un sustrato dominado por rocas graníticas en cabecera y arenas arcósicas y arcillas poco competentes en los sectores bajos de la cuenca. La cubierta vegetal del suelo corresponde principalmente a bosques (encinares), arbustos mediterráneos y cultivos (secano y regadío).

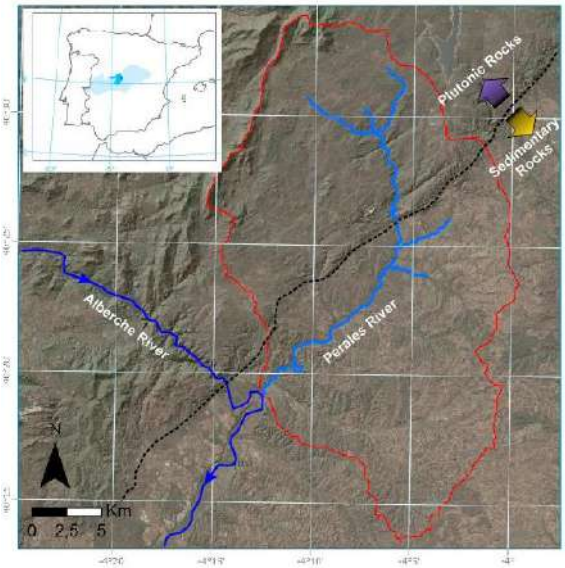


Figura 1. Localización del área de estudio
Figure 1. Study site location.

3. METODOLOGÍA

3.1. Fundamentos del método

En un cauce fluvial cualquiera, existe una relación estrecha entre los procesos de transporte de sedimento y los mecanismos de cambio geomorfológico. A escala de tramo, estas relaciones se pueden formular o resumir a través de la ecuación de continuidad de sedimentos, que en su forma unidimensional (Ashmore y Church, 1998) se expresa como:

$$\Delta V = q_{s,entrada} - q_{s,salida} \qquad \text{Eq. 1}$$

donde: ΔV son los cambios de volumen en los almacenes de sedimento del tramo; q_s son las tasas de transporte de sedimentos (en volumen); y los subíndices entrada y salida se refieren al sedimento que entra al tramo desde los sectores aguas arriba y el sedimento que sale del tramo aguas abajo, respectivamente.

En términos sencillos, esta ecuación establece que un tramo está en 'equilibrio morfológico' cuando la cantidad de sedimento exportado aguas abajo ($q_{s,\ salida}$) es igual a la cantidad de sedimento aportado aguas arriba ($q_{s,entrada}$), con lo que $\Delta V \sim 0$. Si hay un desequilibrio, el cauce responderá, ya sea por incisión ($\Delta V < 1$) o por agradación ($\Delta V > 1$).

3.2. Flujo de trabajo

Hemos implementado un flujo de trabajo SIG para una rápida aproximación a ΔV a escala de red de drenaje. Se basa en los siguientes datos geoespaciales: i) anchura del cauce activo; ii) pendiente media del lecho; iii) área de drenaje; y iv) una aproximación empírica a la relación entre el caudal *bankfull* y el área de drenaje. Toda esta información se combina con la ecuación de transporte de sedimento de Recking et al. (2016), que está adaptada para ríos como el Perales.

De manera más detallada, seis son los pasos que componen este flujo de trabajo:

- Paso 1: Extracción de la red de drenaje de la cuenca de estudio a partir de mapas previos. Nos basamos en el mapa topográfico de España 1:10.000 elaborado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN).
- Paso 2: Segmentamos la red de drenaje cada 500 m. Obtuvimos 113 tramos.
- Paso 3: Se cartografió la anchura del cauce activo. Para ello, se digitalizó manualmente la anchura de cauce activo a partir de la fotointerpretación de la ortofoto del PNOA (Plan Nacional de Ortofotografía Aérea, IGN), fechada en 2020 y con un tamaño de píxel de 0,25 m. Esta información se descargó gratuitamente de la página web del CNIG (Centro Nacional de Información Geográfica): https://centrodedescargas.cnig.es/
- Paso 4: Estimación del área de cuenca que drena a cada tramo. Nos basamos en un MDE de 5 m de resolución, disponible gratuitamente para la zona de estudio en la página web del CNIG.
- Paso 5: Estimación de la pendiente media del cauce en cada tramo. Se obtuvo desde el MDE de 5 m de resolución, a partir de la relación entre las diferencias de altura entre los nodos aguas arriba y aguas debajo de cada tramo, y su longitud.
- Paso 6: Estimación del exponente que relaciona el caudal de bankfull y el área de drenaje. Nos basamos en los datos disponibles para 59 estaciones de aforo situadas tanto en la cuenca del río Perales, como en cuencas vecinas y en otras cuencas situadas en el Sistema Central;

todas ellas dentro de la región climática homogénea número 32, según la definición de zonas llevadas a cabo para la aplicación CauMAX (Jiménez Álvarez et al., 2013).

4. RESULTADOS

Utilizando este flujo de trabajo, obtuvimos un mapa de las tendencias al cambio en los volúmenes de los almacenes de sedimento (ΔV) de los 113 segmentos fluviales del río Perales (Figura 2). A continuación, en función de los valores obtenidos, clasificamos cada segmento como potencialmente agradacional (ΔV>0), en incisión (ΔV<0) o en equilibrio (ΔV=0). El mapa sugiere una alternancia entre tramos con tendencia a la agradación y con tendencia a la incisión a lo largo la red de drenaje (Figura 2).

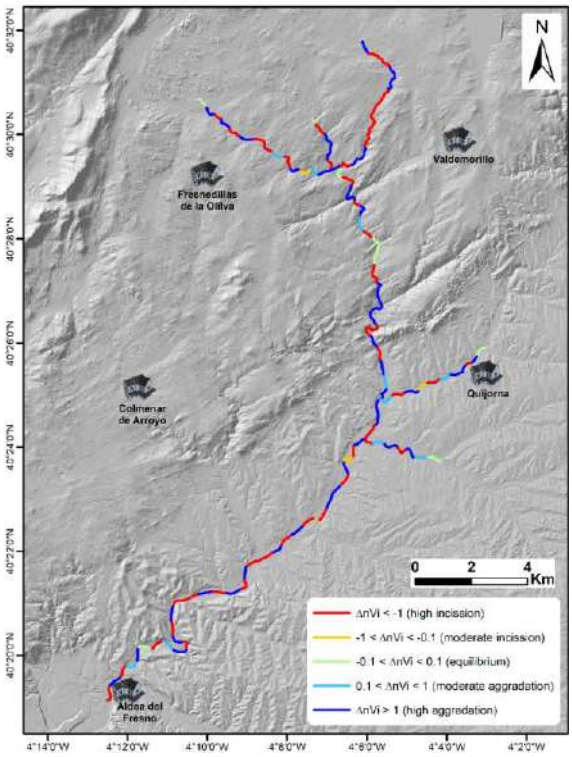


Figura 2. Mapa de las condiciones del cauce a lo largo de la red de drenaje del río Perales.

Figure 2. Map of riverbed conditions along the drainage net-work of the Perales river.

5. DISCUSIÓN

El flujo de trabajo propuesto ha permitido obtener una caracterización sinóptica de las condiciones generales morfo-sedimentarias de la cuenca del río Perales. El método es sencillo, relativamente rápido de aplicar y se apoya en fuentes de información disponibles para muchas cuencas de nuestro territorio.

Somos conscientes de todas las limitaciones inherentes al intento de caracterizar las relaciones de transporte de sedimentos a partir de una imagen "estática", como la que aporta un mapa de esta escala, y sin observaciones detalladas sobre el terreno.

Sin embargo, creemos que tales herramientas podrían ser de gran interés para los gestores fluviales a la hora de: 1) proporcionarles una idea general del estado de los flujos de sedimentos en una cuenca determinada; y 2) ayudarles a priorizar y seleccionar sectores en los que centrar estudios más detallados.

6. CONCLUSIONES

En este trabajo hemos intentado proponer un método de fácil aplicación para una caracterización rápida y semiautomatizada del estado morfosedimentario de un río a escala de red de drenaje.

A pesar de todas las incertidumbres y sesgos inherentes a esta aproximación, pensamos que este tipo de caracterizaciones podrían contribuir a una evaluación general de los ríos en términos de condiciones geomórficas y ayudar a priorizar sectores para estudios más detallados.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha beneficiado de la subvención 2023-2026 firmada entre la Dirección General del Agua (DGA-MITERD) y la Agencia Estatal CSIC (Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidad), que incluye la acción "Morfodinámica Sedimentaria" (20233TE012: IGME-CSIC; Proyecto Tarquín 2). El trabajo del primer autor también contó con el apoyo de las ayudas a la incorporación de Científicos Titulares del CSIC (VAPC 2024ICT098). Los autores quisieran agradecer el trabajo de Kelly Patricia Sandoval Rincón durante las fases iniciales de este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ashmore P. E., Church M. (1998). Sediment transport and river morphology: a paradigm for study. In Gravel-Bed Rivers in the Environment, pp. 115–48.

Hauer, F.R., Locke, H., Dreitz, V.J., Hebblewhite, M., Lowe, W.H., Muhlfeld, C.C., Nelson, C.R., Proctor, M.F., Rood, S.B. (2016). Gravel-bed river floodplains are the ecological nexus of glaciated mountain landscapes. *Science Advances*, 2(6):e1600026.

Jiménez Álvarez, A., García Montañes, C., Mediero Orduña, L., Incio Caballero, L., Garrote Revilla, J. (2013). *Bases metodológicas del mapa de caudales máximos de las cuencas intercomunitarias*. Ed. Centro de Publicaciones, Ministerio de Fomento, Madrid, 98 p.

Recking A., Piton G., Vázquez-Tarrío D., Parker, G. (2016). Quantifying the morphological print of bedload transport. *Earth Surface Processes and Landforms* (ESPL), 4 (6), 809-822.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 195-198. ISBN: 978-84-10345-81-2

ANÁLISIS EMPÍRICO SOBRE LA FORMA DE LA DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA DE LOS RÍOS DE LECHO GRUESO

An empirical analysis of the grain size distribution of coarse-bed rivers

Daniel Vázquez-Tarrío[1], Alain Recking[2]

1. Departamento de Riesgos Geológicos y Cambio Climático, Centro Nacional IGME, CSIC. c\Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. d.vazqueztarrio@igme.es
2. Université Grenoble Alpes, INRAE, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE, 38000 Grenoble, Francia.

Abstract: Grain size in gravel-bed rivers can exhibit significant variability at the reach scale. Accurately quantifying the various sources of this spatial heterogeneity is essential, as it has numerous practical implications. For instance, it affects how grain size sampling strategies are designed in gravel-bed environments, and how such variability is accounted for when propagating uncertainties in models and equations that use grain size metrics as input parameters (such as bedload transport models or flow resistance equations). A proper characterization of grain size distributions relies on a clear and accurate description of the distribution shape, which in turn allows for the identification of the most suitable distribution models or the key parameters to focus on. In this study, we performed a re-evaluation of a comprehensive dataset comprising 462 grain size distributions (GSDs) from gravel-bed rivers, compiled from existing literature. We analysed this dataset to determine which statistical distribution most effectively captures the shape of the observed GSDs. We tested five different probability distribution functions (PDFs)—lognormal, log-logistic, Weibull, Pareto, and log-raised cosine—alongside one empirical model for grain size distribution (Recking's similarity model). Among these, the Weibull distribution and Recking's model provided the best overall fit to the general form of the data. This initial analysis enabled us to pinpoint the essential parameters required to effectively characterize grain size variability: the central tendency (e.g., D_{50}), the spread around this central value, a parameter describing the finer tail of the distribution (e.g., percentage of sediment < 2 mm), and another capturing the coarser end (e.g., D_{84}).

Palabras clave: distribución granulométrica, variabilidad granulométrica, ríos de lecho grueso, carga de fondo, geomorfología fluvial.
Keywords: grain-size distribution, grain-size variability, gravel-bed rivers, bedload, fluvial geomorphology.

1. INTRODUCCIÓN

El muestreo y caracterización de la distribución granulométrica del lecho fluvial es una etapa fundamental y prácticamente inevitable en todos los estudios de sedimentología, geomorfología fluvial, transporte de sedimentos e hidráulica en ríos de lecho de grava (Bunte y Abt, 2001; Vázquez-Tarrío y Recking, 2025).

Las curvas de la distribución de frecuencia acumuladas de tamaños de partícula (esto es, las "curvas granulométricas"), obtenidas a partir de la información tomada en campo, se utilizan comúnmente para derivar métricas simples, tales como la mediana (comúnmente denominado "D_{50}") u otros percentiles (por ejemplo, D_{84} o D_{90}). Estas métricas se emplean luego como parámetros de entrada en modelos de fricción o resistencia al flujo, velocidad de la corriente o ecuaciones de transporte de sedimentos.

Debido a ello, es fácil entender que, desde los orígenes mismos de sus disciplinas, la búsqueda del modelo de probabilidad más apropiado para describir las distribuciones granulométricas de los ríos de lecho grueso haya sido un tema de interés para geomorfólogos, sedimentólogos e ingenieros fluviales.

Sin embargo, hasta la fecha, no se ha encontrado, de manera concluyente, ningún modelo de distribución plenamente satisfactorio, lo que ha limitado de alguna manera nuestra capacidad para caracterizar adecuadamente la variabilidad granulométrica a escala de tramo fluvial.

En este trabajo nos hemos propuesto explorar esta cuestión, utilizando para ello una gran base de datos compuesta de 462 curvas

granulométricas, recopiladas de estudios previos (propios y de la literatura científica).

2. METODOLOGÍA

2.1. Recopilación de datos

Para este trabajo, se ha recopilado un amplio conjunto de datos compuesto por un total de 462 curvas de distribución granulométrica de ríos con lecho de grava: 327 corresponden a la granulometría de la parte superficial del lecho, mientras que las 135 curvas restantes corresponden a la granulometría del material de la parte subsuperficial del lecho.

Esta base de datos se compiló a partir de trabajos publicados anteriormente, así como de nuestros propios estudios de campo en los Alpes franceses y la Cordillera Cantábrica (España). La recopilación de los datos de fuentes secundarias se realizó a partir de la digitalización manual de tablas y gráficas expuestas en los artículos científicos originales.

La base de datos finalmente confeccionada incluye datos granulométricos de 98 tramos fluviales abarcando una amplia gama de morfologías, pendientes del lecho (0,0002-0,14), anchuras de cauce (1-500 m) y superficies de cuenca de drenaje (1-250.000km^2), localizados principalmente en Europa y Norteamérica (EE.UU. y Canadá).

La mayoría de los datos granulométricos de superficie recopilados proceden de contajes de ~100 partículas utilizando el método de Wolman (1954), mientras que los datos de granulometrías de subsuperficie proceden en la mayoría de los casos de muestras volumétricas.

2.2. Modelos de distribución ensayados

En este trabajo, hemos hecho inicialmente un análisis exploratorio de aproximadamente una veintena de modelos de distribución de probabilidad diferentes, de los cuales se han destacado, como los más adecuados, cinco funciones de distribución de probabilidad y un modelo empírico. A continuación, se ha realizado un análisis en más profundidad de estos seis modelos, a saber: i. la distribución logarítmica normal, una distribución asumida comúnmente para la distribución granulométrica de ríos con lechos de grava; ii. la función log-logística: la distribución de probabilidad de una variable aleatoria cuyo logaritmo tiene una distribución logística, la cual tiene una forma similar a la distribución logarítmica normal (pero con colas más pesadas); iii. la distribución de Pareto, una distribución de probabilidad que sigue una le ley de potencia, lo que satisface las condiciones de autosimilitud fractal que a veces se plantean como hipótesis para la distribución de tamaños producida por la meteorización (Turcotte, 1986); iv. la distribución de Weibull, también llamada distribución de Rosin-Rammler, que se utiliza habitualmente para describir la distribución de tamaños de las partículas generadas por trituración, molienda y machaqueo; v. la distribución logarítimica de coseno alzado, que ha sido utilizada en trabajos que usan señales geofísicas para estimar el transporte de sedimento (Bakker *et al*., 2020); y vi. el modelo de similitud de Recking, que fue definido empíricamente a partir de datos de campo para ríos con lecho de grava por Recking (2013).

2.3. Evaluación de los modelos ensayados

Para evaluar el ajuste o adecuación de los distintos modelos de distribución a los datos recopilados, hemos calculado los errores cuadráticos medios de las diferencias entre las curvas acumuladas teóricas y las empíricas. También hemos estimado el coeficiente de determinación (R^2) para la regresión entre las curvas granulométricas empíricas y las distribuciones acumuladas obtenidas a partir de cada modelo de distribución. Por último, también hemos realizado pruebas de Kolmogorov-Smirnoff (KS) para evaluar la significación estadística de las diferencias entre las curvas empíricas y los distintos modelos de distribución.

3. RESULTADOS

De los distintos modelos de distribución ensayados con los datos recopilados, han sido el modelo empírico de Recking y la distribución de Weibull las que muestran en general un mejor ajuste. La distribución de Pareto ha sido la que exhibe un peor ajuste.

Aunque algunos de los modelos probados consiguen reproducir la forma general de las distribuciones granulométricas, no se ajustan de manera totalmente adecuada en las colas de la distribución. En este sentido, el ajuste de los modelos de distribución en las colas finas de las curvas empíricas disminuye cuando hay cantidades notables de arena y sedimento fino en la muestra.

También, hemos analizado con mayor detalle aquellos conjuntos de datos en los que se recogió

más de una muestra granulométrica en el mismo tramo fluvial, con el objetivo de identificar tendencias en la variabilidad de las métricas granulométricas a escala de tramo. Para cada uno de los parámetros críticos que definen la forma y la escala de los distintos modelos de distribución (por ejemplo, la media y la desviación estándar en la distribución log-normal), hemos observado que su variabilidad se distribuye de una manera normal o log-normal a escala de tramo.

4. DISCUSIÓN

El análisis descriptivo de los datos recopilados sugiere que los modelos Pareto y log-logístico no ajustan bien los datos, mientras que los modelos lognormal y Weibull ofrecen un ajuste razonable. Esto sugiere que las curvas granulométricas recopiladas se describen mejor mediante modelos con colas "moderadamente pesadas", como Weibull o lognormal, en lugar de modelos con colas largas y pesadas, como Pareto. Esto podría reflejar el hecho de que, en cualquier cauce fluvial, la distribución del tamaño de sedimento está determinado por el tamaño del material aportado por la cuenca. Así, los tamaños están limitados por la producción de sedimentos en la cuenca y la abrasión durante el transporte a lo largo de la red de canales. En consecuencia, tamaños de partículas superiores a 512-1000 mm son raros fuera de los contextos de torrenciales.

Aun así, no se descarta que otros modelos no evaluados puedan ajustarse mejor, el análisis exploratorio inicialmente realizado no identificó ningún otro modelo de distribución para variables continuas que supere significativamente a Weibull o lognormal.

Los resultados también indican que el modelo de base empírica de Recking (2013) ofrece una aproximación de primer orden a la distribución granulométrica y con un ajuste comparable a los modelos teóricos lognormal y Weibull. Estos resultados son prometedores y destacan el potencial aún no explotado de combinar nuevas técnicas de muestreo de GSD (como LiDAR, fotogrametría o imágenes aéreas de alta resolución) con análisis de *big data* con el objeto de ajustar modelos de base empírica para describir la forma de la distribución granulométrica en ríos.

Asimismo, los resultados de las pruebas de KS no ofrecen evidencia estadística que sugiera que alguna de las distribuciones evaluadas sea adecuada para el 100% de todos los datos recopilados. En particular, se detectaron desviaciones importantes en las colas de las distribuciones cuando el contenido de arena es elevado. Esto sugiere que las condiciones ambientales, como la disponibilidad de sedimentos o la hidrología de la cuenca, pueden eventualmente influir en la forma de la distribución granulométrica.

Además del interés teórico y conceptual de los resultados aquí presentados, estos también albergan implicaciones aplicadas interesantes. En este sentido, algunos estudios previos han señalado que la estimación y predicción del transporte de sedimentos en ríos puede mejorar si se incorpora explícitamente la variabilidad en los parámetros de entrada de las ecuaciones y modelos utilizados (Recking *et al*., 2024). A este respecto, la granulometría es un parámetro de entrada fundamental en estos modelos, y la incertidumbre en la misma representa una de las principales fuentes de error en las estimaciones realizadas con estas ecuaciones (Fernández y García, 2017). Así, los resultados de este estudio podrían contribuir a una mejor caracterización de la variabilidad granulométrica a escala de tramo fluvial y, con ello, en la mejora de la propagación de errores en los cálculos hidráulicos. Por ejemplo, las distribuciones teóricas podrían combinarse con técnicas de remuestreo estadístico de forma robusta para estimar los errores y las incertidumbres.

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se recopilaron 462 curvas de distribución granulométrica de ríos de lecho grueso, para tratar de determinar qué modelo de distribución probabilística representa mejor dicha distribución granulométrica.

Se evaluaron cinco modelos de distribución de probabilidad teóricos (lognormal, log-logístico, Weibull, Pareto y log-coseno elevado) y también se exploró un modelo empírico propuesto por Recking (2013).

Los resultados muestran que algunos modelos, como el de Pareto, no logran describir adecuadamente las colas finas y gruesas de la curva de distribución granulométrica, mientras que los modelos lognormal, Weibull y el empírico de Recking ofrecen mejores ajustes, aunque es difícil distinguir claramente cuál es superior.

Además, se analizó la variabilidad de parámetros como la mediana y la desviación estándar a escala de tramo fluvial, encontrando que esta

puede describirse bien mediante distribuciones normales o lognormales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha beneficiado de la subvención 2023-2026 firmada entre la Dirección General del Agua (DGA-MITERD) y la Agencia Estatal CSIC (Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidad), que incluye la acción "Morfodinámica Sedimentaria" (20233TE012: IGME-CSIC; Proyecto Tarquín 2). El trabajo del primer autor también contó con el apoyo de las ayudas a la incorporación de Científicos Titulares del CSIC (VAPC 2024ICT098).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bakker, M., Gimbert, F., Geay, T., Misset, C., Zanker, S., Recking, A., 2020. Field application and aalidation of a Seismic Bedload Transport Model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125, e2019JF005416. https://doi.org/10.1029/2019JF005416

Bunte, K., Abt, S.R. (2001). *Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel- and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring*. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. 428 p. 74. doi: 10.2737/RMRS-GTR-74.

Fernández, R., Garcia, M.H. (2017). Input-variable sensitivity assessment for sediment transport relations. *Water Resource Research.* 53, 8105–8119. https://doi.org/10.1002/ 2016WR020249

Recking, A., 2013. An analysis of nonlinearity effects on bed load transport prediction. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118, 1264–1281

Recking, A., Johannot, A., Horita, K., Nasr, M., Vázquez-Tarrío, D., Zanker, S., Fontaine, F., Melun, G., (2024). An attempt to take into account natural variability in 1D bedload prediction. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 129, e2023JF007601

Turcotte, D.L., 1986. Fractals and fragmentation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 91 (B2), 1921–1926. https://doi.org/10.1029/JB091iB02p01921.

Vázquez-Tarrío, Recking, A. (2025). The variability of grain size metrics in gravel-bed rivers. *Catena*, 108974.

Wolman, M. G. (1954). A method of sampling coarse river-bed material. *Transactions of the American Geophysical Union*, 35 (6), 951-956.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 199-202. ISBN: 978-84-10345-81-2

PROTOCOLO DE CAMPO PARA LA CARACTERIZACIÓN DE LA VARIABILIDAD EN LAS CONDICIONES DE INICIO DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTO EN RÍOS DE LECHO GRUESO

A field protocol to characterize the variability in particle entrainment in gravel-bed rivers

Daniel Vázquez-Tarrío[1], Raúl López[2], Fanny Ville[2], Damià Vericat[2, 3], Estrella Carrero-Carralero[2] y Ramón J. Batalla[2, 4]

1. Departamento de Riesgos Geológicos y Cambio Climático, IGME, CSIC, Madrid.
d.vazqueztarrio@igme.es
2. Fluvial Dynamics Research Group (RIUS), Universitat de Lleida.
3. Centre de Ciència i Tecnologia Forestal de Catalunya (CTFC), Solsona.
4. Institut Català de Recerca de l'Aigua (ICRA), Girona.

Abstract: Understanding the hydraulic conditions that initiate sediment motion in gravel-bed rivers is key for many applications, such as river restoration, flood risk assessment and ecological studies, amongst many others. The most common parameter for characterizing particle entrainment conditions is the critical Shields number, which is often estimated as an average value across a river reach, ignoring its spatial variability. This limitation stems from the absence of standardized field methods for spatially distributed measurements. In this study, we present a field protocol to estimate the frequency distribution of critical Shields number at the patch scale. Applied in the Cinca River, results aligned with theoretical expectations.

Palabras clave: Transporte de sedimento, carga de fondo, ríos de grava, número de Shields, geomorfología fluvial.
Keywords: Sediment transport, bedload, gravel-bed rivers, Shields number, fluvial geomorphology.

1. INTRODUCCIÓN

Predecir las condiciones hidráulicas que dan inicio al movimiento y transporte de las partículas de sedimento constituyentes del lecho en ríos de grava es fundamental para numerosas cuestiones científicas y aplicadas, entre las que cabe mencionar: estudios de ecología fluvial, evaluación de la peligrosidad por inundación, trabajos de restauración fluvial o planificación de la gestión fluvial.

En este sentido, las condiciones de flujo que determinan el inicio del movimiento del sedimento presentan una gran variabilidad espacial a lo largo del mosaico sedimentario del lecho fluvial, debido a la distribución heterogénea del tamaño, forma, orientación y empaquetado de los clastos individuales que conforman en el mismo. De hecho, nuestra capacidad para cuantificar el flujo de sedimento está fuertemente condicionada por nuestras limitaciones a la hora de caracterizar esta variabilidad espacial y así poder considerarla en los diferentes modelos de transporte de sedimento disponibles.

Para describir, en términos físicos, el inicio del movimiento de los clastos del lecho fluvial se ha utilizado tradicionalmente un modelo conceptual simple, en el que dicho inicio es concebido como un fenómeno de "umbral" (Phillips et al., 2022): un proceso físico cuya probabilidad de ocurrencia e intensidad aumenta considerablemente una vez superadas ciertas condiciones hidráulicas consideradas "críticas" para el inicio del transporte de los clastos. Estas condiciones de inicio suelen parametrizarse en términos de la tensión cortante crítica ejercida por el flujo sobre el contorno del cauce (Adams y Eaton, 2022), formulado comúnmente en su versión adimensional: el llamado número de Shields crítico.

Debido a la complejidad que implica la heterogeneidad de los lechos de grava, los estudios sobre transporte de sedimento en geomorfología fluvial han tendido a un acercamiento unidimensional, en el que el valor del número de Shields crítico es promediado espacialmente, tanto a escala de sección transversal como de tramo (Ferguson, 2003). Esta estrategia tiene la ventaja de poder reducir

las complicaciones asociadas al muestreo espacialmente distribuidas en campo, pero en contrapartida implica ignorar la influencia de la variabilidad espacial en el comportamiento geomorfológico del cauce.
En esta comunicación se propone un protocolo de campo, pretendidamente simple, que permita caracterizar la variabilidad de las fuerzas necesarias para movilizar las partículas de sedimento constituyentes del lecho en ríos gravas.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Para este trabajo, se ha seleccionado como área de estudio un tramo alto del río Cinca (Pirineo Sur-Central) (Figura 1). En esta zona, su régimen es pluvionival, con crecidas por deshielo que suelen ocurrir en primavera (Llena et al., 2020).
En concreto, seleccionamos un tramo del río Cinca, al que drena una cuenca de 603 km², y que exhibe una morfología divagante-trenzada, con una anchura activa comprendida entre 100 y 200 m y un gradiente medio del 0,7%.



Figura 1. Ubicación del tramo de estudio.
Figure 1. Study site location.

En dicho tramo, el material del lecho está compuesto predominantemente por clastos de tamaños entre grava y canto, aunque también se observan parches dispersos de grava fina y arena gruesa a lo largo de la superficie del lecho.

En el mismo tramo, López et al. (2020) combinaron observaciones de campo empleando clastos pintados con modelización hidráulica bidimensional en el entorno Iber. Como resultado, estimaron un caudal crítico de ≈ 79 m³/s para la movilización del percentil 84 de la distribución de tamaños de las partículas del lecho, lo que, de acuerdo con los citados autores, equivaldría a un número de Shields crítico promedio de ≈ 0,03.

3. MÉTODOS

La movilización de un clasto cualquiera del lecho fluvial puede interpretarse, desde un punto de vista mecánico, como el resultado de un sistema de fuerzas que actúan a escala del grano (Kirchner et al., 1990) y que incluye la fuerza de arrastre y de sustentación ejercidas por el flujo, el peso sumergido del clasto y la fricción intergranular del mismo con el resto de partículas con las que contacta.
A partir del sistema de fuerzas consideradas y su formulación en distintas ecuaciones, es posible derivar una expresión que cuantifique el número de Shields crítico en función de: el peso de la partícula, su proyección sobre la superficie del lecho o protrusión de grano, el ángulo de giro y las fuerzas de resistencia al movimiento (Figura 2).



Figura 2. Esquema ilustrativo de los diferentes parámetros medidos en campo para estimar el número de Shields crítico. A_e: área de la superficie del clasto expuesta ortogonalmente al flujo y orientada hacia aguas arriba; p: proyección o protrusión del clasto; ϕ_p: ángulo de giro; β: ángulo de inclinación del lecho. Modificado de Vázquez-Tarrío et al. (2024).
Figure 2. Schema illustrating the different parameters measured in the field for estimating critical Shields number. A_e: grain area exposed to flow; p: grain protrusion; ϕ_p: pivot angle. β: inclination angle of the channel bed. Modified from Vázquez-Tarrío et al. (2024).

El protocolo que proponemos se basa precisamente en la medida minuciosa en campo de estos parámetros, para sustituirlos en expresión que permite estimar el número de Shields crítico. Para implementarlo, se muestrearon dos parches cuadrados de 1 m² sobre la superficie de una gran barra de gravas en el tramo de estudio. Ambos parches se ubicaron en el margen de la barra, cerca del límite entre la

misma y el canal de aguas bajas. En cada uno de estos, se utilizó un marco de aluminio portátil y plegable de 1 × 1 m para delimitar el área de trabajo y seleccionar 30 clastos.

En una primera fase, para cada uno de los clastos seleccionados, se midió la distancia que proyectaban o sobresalían del clasto situado inmediatamente aguas arriba. Para ello, nos ayudamos de un medidor de contornos de carpintería. En una segunda fase, escrutamos cada clasto para tratar de determinar su orientación y el plano de imbricación. Con esta observación, pretendíamos determinar el eje más probable de rotación, para así medir el correspondiente ángulo de giro con un clinómetro digital. En una tercera fase, se utilizó un dinamómetro digital para determinar la fuerza necesaria para desplazar el clasto del lecho, tras empujarlo en la dirección de su eje de giro, desde aguas arriba hacia aguas abajo. En una última fase, se extrajo cada clasto del lecho, medido sus tres ejes y pesado con una báscula.

Tras estas medidas de campo, ya disponíamos de prácticamente toda la información necesaria para resolver el balance de fuerzas sobre cada clasto y, a partir de ello, derivar el valor del número de Shields crítico. No obstante, aún faltaban dos parámetros cuya medición directa en campo entraña especial dificultad: los coeficientes de arrastre y de sustentación. Para estimarlos, recurrimos a valores reportados en la literatura y generamos una distribución de probabilidad para cada uno. Posteriormente, aplicamos técnicas de remuestreo estadístico que, combinadas con los datos de campo, nos permitieron obtener una distribución de frecuencias del número de Shields crítico en los dos parches analizados.

4. RESULTADOS

Aplicando este protocolo, hemos podido derivar las distribuciones de frecuencias del número de Shields crítico que se muestran en la Figura 3. La media de las distribuciones de frecuencia estimadas fue de 0,34 ± 0,37 en uno de los parches y de 0,59 ± 0,56 en el otro.

En este sentido, una proporción significativa de los valores obtenidos supera el rango comúnmente citado de 0,01–0,10 para valores espacialmente promediados del número de Shields crítico en ríos de lecho de grava (por ejemplo, Buffington y Montgomery, 1997). Los valores de nuestro trabajo, en principio contraintuitivos, encuentran su explicación cuando se piensa en cómo se han determinado tradicionalmente estos valores en estudios de campo previos. En muchos de estos estudios, el número de Shields crítico medio se ha definido a partir del caudal asociado a desplazamientos incipientes de cantos pintados o marcados, o bien utilizando un valor de referencia asociado a tasas de transporte de carga fondo muy bajas. En todos estos casos, por tanto, el número de Shields crítico se considera implícitamente como un valor asociado al inicio del movimiento de unas pocas partículas del lecho, más que a una desorganización generalizada de la coraza superficial.

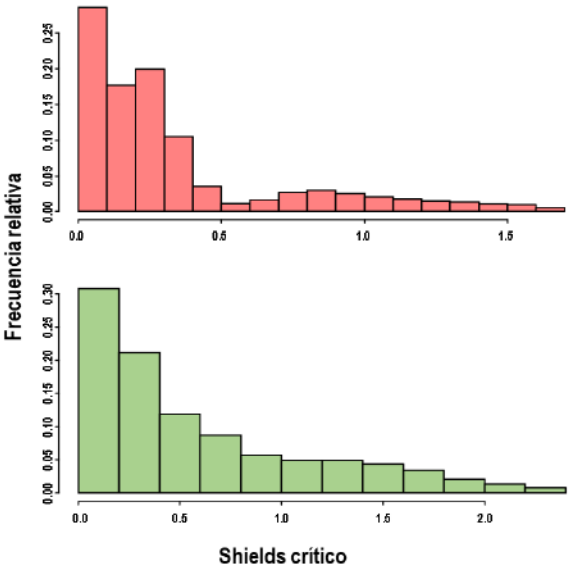


Figura 3. Distribución de frecuencias de los valores del número de Shields crítico en los dos parches estudiados.
Figure 3. Frequency distribution of critical Shields number values in the two studied patches.

Por ello, se puede concluir que la comparación con los valores de la literatura debe hacerse adoptando como referencia los percentiles inferiores de las distribuciones de frecuencia resultado de este trabajo. Basándonos en esto, hemos considerado el percentil 10 de la distribución de frecuencias del número de Shields crítico como estimador preliminar de las condiciones medias de inicio del movimiento de partículas en cada parche. Esta elección es congruente con las observaciones de Wilcock y McArdell (1997), quienes observaron en experimentos de canal que aproximadamente el 10 % de las partículas eran móviles para valores del número de Shields cercanos al crítico.

Así, los percentiles 10 de nuestras distribuciones de frecuencias del número de Shields crítico son 0,03 y 0,04 para los dos parches. Estos valores son del mismo orden de magnitud que los

comúnmente reportados (0,01–0,10) como espacialmente promediados en ríos de lecho de grava. Asimismo, son similares al valor medio del número de Shields crítico (≈ 0,03) estimado previamente para el tramo de estudio por López et al. (2020), utilizando clastos pintados y modelización hidráulica en 2D.

5. DISCUSIÓN

El protocolo de campo propuesto en este trabajo está bien fundamentado en la teoría mecánica del inicio del movimiento del sedimento en ríos de gravas y respaldada por los resultados de algunos estudios previos. Sin embargo, existen varias fuentes de incertidumbre que deben tenerse en cuenta.

Así, algunas de las variables consideradas tienen cierto sesgo en su medida. Por ejemplo, la fuerza de resistencia de los clastos puede ser difícil de medir con precisión debido a limitaciones de los instrumentos o de la fuerza que puede ejercer el operador. También hay cierta subjetividad en la medida de la proyección o protrusión del clasto y a la hora de identificar los ejes de rotación, especialmente cuando los clastos están parcialmente enterrados.

Por otro lado, al plantear el sistema de fuerzas conducente a estimar el número de Shields crítico, hemos asumido que los clastos iniciarían su movimiento por rodadura. Sin embargo, es bastante factible que algunos clastos comiencen su movimiento deslizándose. Ello se encuentra posiblemente condicionado por la forma y posición del grano en reposo, pero puede requerir una ligera modificación del equilibrio de fuerzas planteado.

Sin embargo, a pesar de estas limitaciones, los valores obtenidos han sido coherentes entre los dos parches y son consistentes con investigaciones previas. Por ello, propugnamos que el método proporciona una útil aproximación a la variabilidad a escala de parche de las condiciones de inicio del movimiento.

6. CONCLUSIONES

En esta comunicación se propone un protocolo de campo para estimar la variabilidad del número de Shields crítico en ríos con lecho de grava. Este protocolo se basa la medición en campo de una serie de variables relacionadas con la orientación, empaquetado y fuerza de resistencia al movimiento de los clastos del lecho.

Para ilustrar la aplicación del método, se eligió un tramo específico perteneciente al río Cinca (Pirineos). Con las medidas adquiridas en un conjunto de clastos, se generó una distribución de frecuencias que describe cómo varía espacialmente el número de Shields crítico a escala de parche. Los resultados son acordes con el conocimiento sobre ríos de grava y muestran que el potencial de este enfoque para caracterizar las condiciones de arrastre en lechos de sedimento grueso.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se ha beneficiado de los métodos y resultados del proyecto MorphHab (PID2019-104979RB-I00/AEI/10.13039/501100011033, Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades (MICINN), Gobierno de España). El trabajo del primer autor (D. Vázquez-Tarrío) se ha beneficiado de la subvención 2023-2026 firmada entre la Dirección General del Agua (DGA-MITERD) y la Agencia Estatal CSIC (Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidad), que incluye la acción "Morfodinámica Sedimentaria" (20233TE012: IGME-CSIC; Proyecto Tarquín 2).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adams, D. L. y Eaton, B. C. (2022). A comparison of 1D and 2D bedload transport functions under high excess shear stress conditions in laterally constrained gravel-bed rivers: A laboratory study. *Earth Surface Dynamics*, 10(5), 895–907.

Buffington, J. M. y Montgomery, D. R. (1997). A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers. *Water Resources Research*, 33(8), 1993–2029.

Ferguson, R. I. (2003). The missing dimension: Effects of lateral variation on 1-D calculations of fluvial bedload transport. *Geomorphology*, 56, 1–14.

Kirchner, J. W., Dietrich, W. E., Iseya, F., & Ikeda, H. (1990). The variability of critical shear stress, friction angle, and grain protrusion in water-worked sediments. *Sedimentology*, 37(4), 647–672.

Llena, M., Vericat, D., Martínez-Casanovas, J. A. y Smith, M. W. (2020). Geomorphic adjustments to multi-scale disturbances in a mountain river: A century of observations. *Catena*, 192, 104584.

López, R., García, C., Vericat, D. y Batalla, R. (2020). Downstream changes of particle entrainment in a hydropeaked river. *2024*, 745,140952.

Phillips, C. B., Masteller, C. C., Slater, L. J., Dunne, K. B. J., Francalanci, S., Lanzoni, S., et al. (2022). Threshold constraints on the size, shape and stability of alluvial rivers. *Nature Reviews Earth & Environment*, 3(6), 406–419.

Vázquez-Tarrío, D., Carrero-Carralero, E., López, R., Ville, F., Vericat, D. y Batalla, R. J. (2024). A field-based estimation of the variability of particle entrainment in coarse-bed rivers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 129, e2024JF007695.

Wilcock, P. R. y McArdell, B. W. (1997). Partial transport of a sand/gravel sediment. *Water Resources Research*, 33(1), 235–245.

Procesos de ladera y erosión del suelo



Erosión del suelo de origen antrópico en el área de los bufones de Pría (Oriente de Asturias). Fotografía de Laura Núñez de Con.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 205-208. ISBN: 978-84-10345-81-2

ESTUDIO DE LA ESCORRENTIA EN ANDISOLES DE LADERA ANDINA BAJO DISTINTOS USOS DEL SUELO

Runoff study on Andosols on Andean slopes under several land uses

María Casamitjana [1], Juan Carlos Loaiza[2] , Carles Roqué[1] y Anna Menció[1]

1. Grup de Geologia Aplicada i Ambiental (GAiA), Departament de Ciències Ambientals, Universitat de Girona, 17003 Girona, España. E-mail: carles.roque@udg.edu
2. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellin, Colombia.

Abstract: On Andosols, soil physical properties play a key role due to its low clay dispersion, high moisture retention, porous structure as well as high organic matter content, all of which favour high soil stability and surface runoff. In a Colombian catchment, with slopes ranging 15to 22%, runoff was studied between 2017 and 2019 by means of Gerlach boxes on ploughed soil, forest and pastures, with two replicates per land use type. Results showed that runoff was lower under forests cover, primarily due to canopy interception and root presence, whereas pasture and ploughed soils exhibited higher runoff, which was positively correlated with precipitation and soil moisture.

Palabras clave: Flujo superficial, hidrología, Andes, suelos origen volcánico.
Keywords: Superficial fluxes, hydrology, Andean, volcanic ashes soil.

1. INTRODUCCIÓN

Los suelos derivados de cenizas volcánicas tienen propiedades físicas únicas, las cuales son atribuibles al material parental (materiales no cristalinos producto de la meteorización). Éstos se caracterizan por presentar, por un lado, una baja dispersión de arcilla, baja consistencia, baja densidad aparente (Da) y, por el otro, una alta capacidad de retención de humedad, alto contenido de materia orgánica acumulada durante el proceso de formación y coloración oscura, especialmente en los horizontes A. Esta cantidad de materia orgánica del suelo, tiene una estrecha relación con los contenidos de ácidos húmicos, fúlvicos y el tipo de ácidos húmicos. Las bajas densidades aparentes se deben a la presencia de una estructura de suelos altamente porosa (Nanzyo, 2002). Muchos Andisoles presentan tixotropía, la cual se caracteriza por una transformación gel – solido – gel y es más pronunciada en Andisoles altamente evolucionados (Buol *et al*., 1989; Nanzyo, 2002; Kimble *et al*., 2000; Baumgarten *et al*., 2013). Los altos contenidos de alófano e imogolita, la alta retención de humedad y la alta tixotropia de los suelos derivados de cenizas volcánicas, son factores importantes en la ocurrencia de deslizamientos en condiciones de alta pendiente y alta intervención antrópica (Terribile *et al*., 2004).

La textura del suelo condiciona factores tan importantes como el comportamiento de éste frente al laboreo, la dificultad de las raíces para atravesar horizontes muy arcillosos, la disponibilidad de nutrientes, la susceptibilidad a la erosión, el rendimiento de los cultivos, la disponibilidad de agua y su movimiento a través del perfil de suelo, así como su comportamiento mecánico (Hartge y Horn, 2016). Los Andisoles muestran un amplio rango textural dependiendo del tipo y tamaño de tefras, y el modo y grado de meteorización, predominando las texturas limosas, franco limosas y francas. En general, los Andisoles son suelos con estructura de bloques subangulares con tendencia a formar estructura migajosa en superficie (Zapata y Loaiza, 2014). Esta estructura depende de propiedades dinámicas del suelo asociadas a los procesos que pueden ocurrir en éstos (Dörner *et al*., 2010). En suelos derivados de cenizas volcánicas, la materia orgánica y los complejos arcillo-húmicos en los horizontes superficiales aseguran la cohesión de los agregados elementales (Baumgarten *et al*., 2013;). Asimismo, el proceso de humificación asegura la cementación entre partículas minerales (Bonneau y Souchier, 1987). Los procesos anteriores producen un suelo más resistente a fenómenos de erosión hídrica en superficie (mayor estabilidad estructural), con una proporción suficiente de espacios vacíos (porosidad) que favorece la

acción de las raíces, así como la actividad biológica, permitiendo así la circulación del aire y del agua (percolación).

La pérdida de la estructura del suelo puede acarrear problemas en el desarrollo de las plantas, por exceso o deficiencia de agua, penetración radicular, enfermedades radiculares, baja actividad microbiana, movimiento del agua en el suelo, almacenamiento de agua en el suelo, aireación, funcionamiento del sistema hidrológico en superficie, problemas erosivos y pérdida de la calidad del suelo (Montenegro & Malagón, 1990; Ellies, 2000). De acuerdo con Loaiza *et al*. (2013), en Andisoles bajo condiciones de bosque natural (zona de vida bosque húmedo montano) los fenómenos de descomposición y acumulación de materia orgánica son muy eficientes, esto aumenta la estabilidad de los agregados y su resistencia a fenómenos erosivos (Alvarado *et al.*, 2001). Los materiales amorfos en estos suelos tienen una baja repulsión entre partículas, favoreciendo la formación de unidades estructurales estables con un alto nivel de agregación (Warketin, 1992). La estructura en suelos derivados de cenizas volcánicas refleja la abundancia de materiales no cristalinos y materiales orgánicos que contribuyen a una baja Da. Normalmente prevalecen estructuras granulares y bloques subangulares, estas últimas son típicas de Andisoles cultivados y horizontes Bw. Estos suelos también presentan un tamaño y grado de la estructura variable, que refleja el clima, tipo de material y condiciones de su uso (Abera y Wolde-Meskel, 2013).

En horizontes superficiales de Andisoles del Oriente Antioqueño en Colombia, se reportan buenas condiciones estructurales asociadas a los altos contenidos de materia orgánica y la presencia de alófana (Hermelín, 1992; Parra *et al.*, 1991; Zapata y Loaiza, 2014). El secado al aire de estos suelos puede ocasionar cambios irreversibles (histéresis) de su estructura, afectando el fenómeno de agregación (Henao, 2001; Dörner *et al.*, 2010). En el caso de los Andisoles úmbricos puede haber una pérdida de estructura de hasta de un 60% por causa del secado del suelo. Además, son muy propensos a cambios irreversibles en la estructura causados por el cambio de uso del suelo (Buytaert *et al*., 2002, 2005). Sin embargo, estudios realizados por Ivelic *et al*. (2015) reportan que altos niveles de MO en el suelo le confieren a éste un comportamiento elástico, lo cual refleja una alta capacidad de resiliencia. La consistencia en suelos derivados de cenizas volcánicas está determinada por el contenido de arcillas, materia orgánica y condiciones de humedad (Jungerius, 1975). El objetivo de este estudio es caracterizar la relación entre la escorrentía en laderas con presencia de Andisoles bajo distintos usos del suelo, con la precipitación y la humedad del suelo.

2. METODOLOGÍA

La cuenca del río Las Palmas, es una cuenca alto andina de Colombia (Suramérica), la cual tributa al embalse La Fe, principal reserva de agua de la ciudad de Medellín, Colombia (Figura 1). En esta zona, se realizó un estudio del comportamiento de la escorrentía en suelos derivados de cenizas volcánicas con propiedades ándicas (Andisoles), clasificados como Melanudands, Placudands y Fulvudands. Estos suelos se caracterizan por ser de color negro, moderadamente meteorizados, presentando una alta conductividad hidráulica saturada, porosidad, contenido de materia orgánica, capacidad de retención de agua y baja densidad aparente.

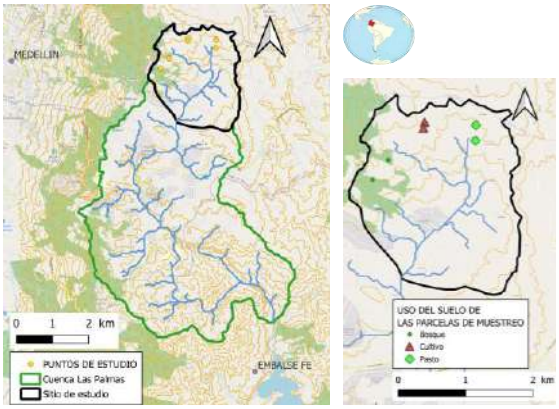


Figura 1. Localización de los puntos de estudio de acuerdo al uso del suelo, en la cuenca Las Palmas, Antioquia, Colombia, Suramerica.

Figure 1. Location of sampling sites according land use in Las Palmas basin, Antioquia, Colombia, Southamerica.

La escorrentía fue caracterizada mediante la instalación de seis cajas Guerlach de 25 m^2 (Figura 2) en laderas con pendientes entre un 15-22%, para analizar su correlación versus la humedad del suelo en Andisoles en ladera, y considerando tres usos del suelo distintos: 1) suelo descubierto de vegetación, 2) bosque y 3) pasto (habiendo dos repeticiones por cada uso del suelo; Figura 1 y Figura 2).

La altitud de los puntos de muestreo se encuentra entre 2645 msnm y 2750 msnm. Se obtuvieron

datos semanales en campo de escorrentía entre enero de 2017 y enero de 2019, monitoreando adicionalmente de manera continuada la humedad superficial del suelo y la precipitación. Para caracterizar la dinámica de la precipitación y la humedad del suelo, se utilizaron pluviómetros ECRN-100 Meter®, sensores de humedad del suelo ECHO20 EC–5 Meter® y un registrador de datos Em50. La humedad del suelo se midió continuamente cada 5 min, la escorrentía y la infiltración determinada a través de los lisímetros se monitorearon semanalmente de forma manual.



Figura 2. Cajas Gerlach con instalación de lisímetros en función del uso del suelo.
Figure 2. Gerlach boxes with lisymeters under different land uses.

3. RESULTADOS

En los sitios evaluados con presencia de Andisoles y cobertura de bosque presentan valores menores de escorrentía y precipitación, en comparación con los que tienen cobertura de pasto o suelo arado (Figura 3).
También se observa una correlación entre los valores de escorrentía superficial e infiltración, especialmente en los usos del suelo pasto (n=116) con un $R^2 = 0{,}5178$, donde el perfil del suelo es más homogéneo. En bosque (n=93) la superficie del suelo es más heterogénea en los primeros centímetros de suelo y dicha diferencia se puede deber a la presencia de raíces, presencia de árboles caídos, o macrofauna asociada al suelo ($R^2 = 0{,}3595$).

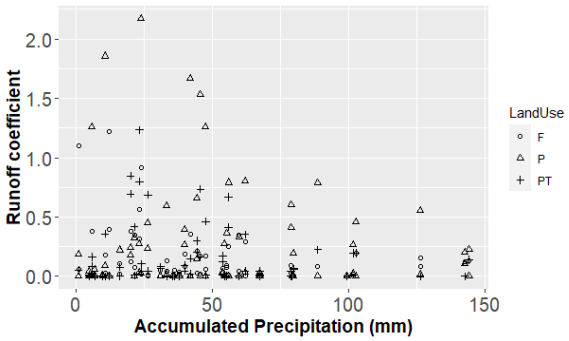


Figura 3. Escorrentía versus precipitación acumulada semanal (mm) durante el periodo evaluado de acuerdo a los usos del suelo (F: Bosque, P: Pasto, PT: Suelo arado)
Figure 3. Runoff versus weakly accumulated precipitation (mm) during the evaluated period according land use (F: Forest, P: Pasture, PT: Plowed terrain).

En terrenos arados, el caudal (Q) generado depende de las variables hidrológicas y está fuertemente correlacionado con variables como la humedad del suelo y la precipitación, pero está débilmente correlacionado con la escorrentía y los flujos subterráneos (Figura 4).

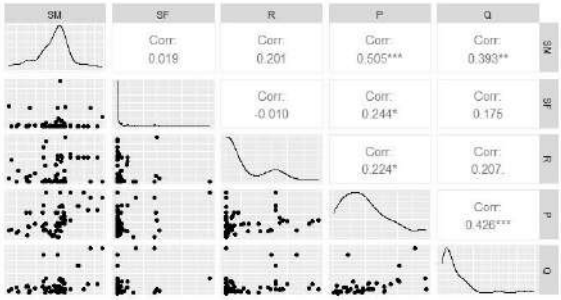


Figura 4. Correlación del caudal de agua en terrenos arados en la cuenca estudiada. SM = Humedad del suelo (%), FS = Flujo subsuperficial (l/m²); R = Escorrentía (l/m²), P = Precipitación, Q = Caudal de la cuenca.
Figure 4. Water flow correlation on plowed terrain in the studied basin. SM=Soil Moisture (%), SF= Subsuperfitial flow (l/m²); R=Runoff (l/m2), P=Precipitation, Q=Waterflow basin.

4. CONCLUSIONES

La escorrentía en coberturas de pasto y de suelo arado es mayor que en coberturas de bosque, donde además de la interceptación del dosel arbóreo se encuentran flujos preferenciales subsuperficiales debidos al sistema radicular, y superficiales debido a la distribución de los troncos en la ladera que son difíciles de evitar o minimizar. La escorrentía bajo pasto es mayor a la escorrentía bajo suelo arado, con una correlación mayor entre escorrentía y flujos subsuperficiales. Estos resultados muestran que en Andisoles el flujo de agua superficial domina en el caso de uso del suelo pastos y suelo arado

mientras que los flujos subsuperficiales predominan en bosques.

AGRADECIMIENTOS

Estudio elaborado en el marco del proyecto TREASURE (PCI2024-153436), Joint Transnational Call del Water4All European Partnership, 2022 (Comisión Europea y Agencia Estatal de Investigación (AEI)): "Management of water resources: resilience, adaptation and mitigation to hydroclimatic extreme events and management tools"; y por el proyecto AquiPondSys (PID2023-147186OB-I00) MCIN/AEI/ 10.13039/501100011033. Se agradece a la Secretaria de Envigado (Colombia) por su colaboración, así como al ingeniero Andres Berbesi

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abera, G. y E. Wolde-Meskel. (2013). Soil properties and soil organic carbon stocks of tropical andosol under different land uses. *Open Journal of Soil Science*. 3. 153–162.

Alvarado, A., F. Bertsch, E. Bornemisza, G. Cabalceta, W. Foresythe, C. Henríquez, R. Mata, E. Molina y R. Salas. (2001). Suelos derivados de cenizas volcanicas (Andisoles) de Costa Rica. CIA, Universidad de Costa Rica. Asociación Costarricense de la Ciencia del suelo. San Jose, C.R. 111 p.

Baumgarten, W., R. Horn y J. Dörner. (2013). Microstructural development in volcanic ash soils from South Chile. *Soil Tillage Research.* 129. 48–60.

Bonneau, M. y B. Souchier. (1987). *Constituyentes y propiedades del suelo*. Masson. sa. Barcelona. España. 461 p.

Buol, S., F. Hole y R. McCracken. (1989). *Soil Genesis and Classification.* Iowa State University Press. 446 p.

Buytaert, W., J. Deckers, G. Dercon, B. De BieÁvre, J. Poesen y G. Govers. (2002). Impact of land use changes on the hydrological properties of volcanic ash soils in South Ecuador. *Soil Use and Management.* 18. 94–100.

Buytaert, W., G. Wyseure, B. De Bievre y J. Deckers. (2005). The effect of landuse changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in south Ecuador. *Hydrol. Process.* 19. 3985–3997.

Dörner, J., D. Dec, X. Peng y R. Horn. (2010). Effect of land use change on the dynamic behaviour of structural properties of an Andisol in southern Chile under saturated and unsaturated hydraulic conditions. *Geoderma.* 159: 189-197.

Ellies, A. (2000). Soil erosion and its control in Chile - An Overview. *Acta Geológica Hispánica.* 3–4. 271–278.

Hartge, K.H. y R. Horn. (2016). *Essential Soil Physics - An introduction to soil processes, functions, structure and mechanics.* Schweizerbart Science Publisher, Stuttgart. 186 p.

Henao T. M. C. (2001). Caracterización de algunos suelos derivados de cenizas volcánicas de la zona cafetera central colombiana. En: *Suelos del Eje Cafetero*. Proyecto UTP - GTZ. 57–77.

Hermelin, M. (1992). Los suelos del Oriente Antioqueño un recurso no renovable. *Bull. ins.fr. études andines*. 21 (1). 25–36.

Ivelic, J., F. Zúñiga, S. Valle, I. López, D. Dec y J. Dörner. (2015). Functional resistance and resilience of the pore system of an andisol exposed to different strategies of pasture improvement under sheep grazing. Journal of Soil *Science and Plant Nutrition.* 15 (3). 663–679.

Jungerius, P.D. (1975). The properties of volcanic ash soils in dry parts of the Columbia Andes and their relation to soil erodibility. *Catena*. 2. 69–80.

Kimble, J. J., C.L. Ping, M.E. Sumner y L.P. Wilding. (2000). Andisols. In: Sumner, M. E., ed. *Handbook of Soil Science*. Boca Raton, Florida: CRC Press: E-209-224.

Loaiza, J.C., J.D. Leon J.D., M. Gonzalez, J.F. Gallardo, W. Osorio y G. Correa. (2013). Alterations in litter decomposition patterns in tropical montane forests of Colombia: a comparison of oak forests and coniferous plantations. Can. J. For.

Nanzyo, M. (2002). Unique properties of Volcanic Ash Soils. Global Environmental Research.6 (2):99 – 112.

Montenegro, H. y D. Malagon. (1990). Propiedades físicas de los suelos. Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC). Bogotá. 813p.

Parra, L., L. Gonzales y M. Florez. (1991). Lito y pedo estratigrafía preliminar para las tefras del norte de la cordillera central colombiana. Boletín de Ciencias de la Tierra. 10. 41–73.

Shoji, S., M. Nanzyo y R.A. Dahlgren. (1993). Volcanic Ash Soils: Morphology of volcanic ash soils. in *Soil Sci*. No. 21. Elsevier, Amsterdam. 7–36.

Terribile, F., A. Basile, M. Lammarino, G. Mele y S. Pepe. (2004). Landslide processes and andosols: the case study of the Campania region.Rala Report n° 214. *Volcanic soil resources in Europe.* COST Action 622 final meeting. Ed. Hlynur

Warkentin, B.P. (1992). Management of andisols related to their structure. *Suelos Ecuatoriales*. 22 (1). 9–15.

Zapata R.D y J.C. Loaiza. (2014). *Estudio semi-detallado de suelos de la zona 13 del municipio de Envigado con fines de uso potencial. Instituto de Estudios Ambientales - Universidad Nacional de Colombia* – Sede Medellin, Municipio de Envigado. 134 p.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 209-211. ISBN: 978-84-10345-81-2

EROSIÓN DEL SUELO POR PASTOREO EN UNA MONTAÑA MEDITERRÁNEA: UN ESTUDIO BASADO EN TOPOGRAFÍA DE ELEVADA RESOLUCIÓN ESPACIAL Y SISTEMAS DE POSICIONAMIENTO DEL GANADO

Soil erosion due to grazing in a Mediterranean mountain: a study based on high-resolution topography and livestock positioning systems

Manel Llena[1], Estela Nadal-Romero[2], Jesús Revuelto[2], Javier Zabalza[2], J. Ignacio López-Moreno[2] y Teodoro Lasanta[2]

1. Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial, Universidad de Lleida, Lleida, España. manel.llena@udl.cat
2. Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Zaragoza, España.

Abstract: This study examines the impact of extensive livestock grazing on soil erosion in Mediterranean mountain ecosystems following shrub clearing. Conducted in Spain's Leza Valley, it used UAVs, Structure-from-Motion (SfM), and GPS tracking to analyse erosion patterns. Results show that grazing at sustainable levels does not worsen soil erosion; instead, herbaceous cover from shrub clearing helps protect the soil. However, erosion increases near infrastructure where grazing pressure is high. The study highlights the importance of managing grazing intensity and promoting vegetation recovery to prevent land degradation and support sustainable land use in Mediterranean regions.

Palabras clave: degradación del suelo, ganadería extensiva, desbroce de matorral, Sistema Ibérico (La Rioja).
Keywords: soil degradation, extensive livestock, shrub clearing, Iberian System (La Rioja).

1. INTRODUCCIÓN

Los pastos pueden sufrir procesos de degradación debidos al aumento del ganado, el mal manejo y el cambio climático (Liu *et al*., 2024). Estos procesos se pueden agravar por la intensificación del tránsito humano y animal, lo que puede contribuir a la desertificación, especialmente en zonas mediterráneas (Kosmas *et al*., 2015). Los estudios sobre el impacto del pastoreo siguen siendo limitados, aunque nuevas tecnologías (p.ej., topografía de elevada resolución espacial y el uso de GPS en el ganado) permiten cuantificar la erosión inducida por el ganado. La gestión sostenible del pastoreo y la restauración de paisajes degradados son claves para conservar los servicios ecosistémicos y revitalizar socioeconómicamente las zonas de montaña mediterránea (Lasanta *et al*., 2020).

El objetivo principal de este estudio es evaluar el impacto del pastoreo (fundamentalmente de ovino y vacuno) en la erosión del suelo en áreas desbrozadas de matorral para regenerar pastos; una práctica que realiza el Gobierno de La Rioja para incentivar el desarrollo de la ganadería extensiva. Nuestra hipótesis es que el pastoreo extensivo no representa una amenaza para acelerar procesos erosivos del suelo, salvo en lugares de uso intenso por el ganado. Para comprobar esta hipótesis, se analizan los procesos de erosión en dos zonas del valle del Leza (Sistema Ibérico, La Rioja), representativas de la montaña mediterránea, mediante un enfoque multitemporal entre 2021 y 2023, basado en topografía de elevada resolución y sistemas de posicionamiento del ganado.

2. MÉTODOS

Área de estudio

Las zonas de estudio elegidas pertenecen a los municipios de San Román (60 ha) y Ajamil (28 ha). La litología de ambas zonas está compuesta por limolitas y arcillas rojas con niveles de areniscas (Hernández et al., 1988). Se sitúan a altitudes similares (1034 y 1105 m s.n.m., respectivamente), y en ambas predomina el pastoreo con ovino, si bien ocasionalmente pastan equinos y vacunos. La precipitación anual es ligeramente superior en Ajamil, con máximos equinocciales en ambos casos, mientras que el verano es una estación seca. La temperatura media es de 11 °C a 600 m s.n.m. y de 6 °C a 1800 m s.n.m. (Cuadrat y Vicente-Serrano, 2008). Además de presentar una litología distinta (i.e., Ajamil rocas silíceas, y San Román,

calcáreas), ambos sitios muestran características morfométricas contrastadas, lo que permite analizar diferentes correlaciones entre los procesos de erosión del suelo y los factores topográficos propios de cada entorno. (Figura 1).

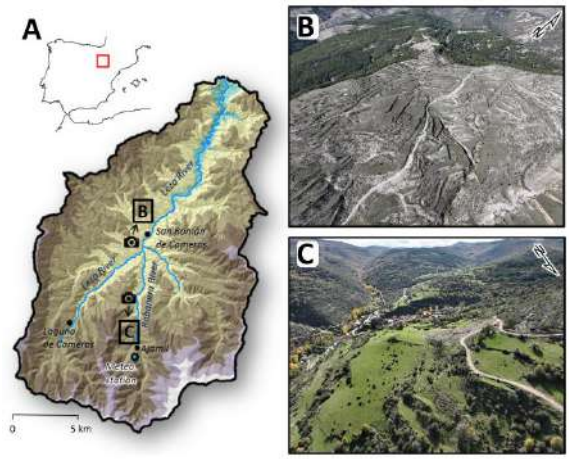


Figura 1. Localización de las zonas de estudio dentro de la cuenca del río Leza (A) y fotografías aéreas oblicuas de la zona de estudio de San Román (B) y Ajamil (C).
Figure 1. Location of the study areas within the Leza River basin (A) and oblique aerial photographs of the study area of San Román (B) and Ajamil (C).

Topografía de elevada resolución

Ambas zonas de estudio fueron caracterizadas en cinco ocasiones (aproximadamente cada 7,5 meses) mediante topografía de alta resolución, basada en fotogrametría SfM con drones (eBee X con sensor S.O.D.A. y sistema GNSS-RTK). Las imágenes procesadas permitieron generar nubes de puntos 3D de elevada resolución (i.e., >150 pts/m^2) y baja incertidumbre (i.e., <0.12 m de error; ver Tabla 1 para más detalles). Con el objetivo de aumentar el nivel mínimo de detección, se usó la primera campaña como referencia para corregir y alinear las siguientes. Para ello se utilizaron zonas estables como puntos de control. Las nubes se filtraron y transformaron en Modelos Digitales de Elevación (DEM), con los que se generaron modelos de diferencias (DoD) para estimar cambios topográficos y procesos erosivos.

Sistema de posicionamiento del ganado

Se basó en la colocación de un sistema de localización GNSS en los collares del ganado ovino y vacuno. Estos instrumentos registraron, de manera continua, la localización del animal durante todo el periodo de estudio, con un margen de error de unos 15 m integrando las tres dimensiones (i.e., planimetría y cota). Estos datos discretos fueron transformados a ráster para analizar las potenciales correlaciones entre los valores de erosión y la localización del ganado.

Tabla 1. Características de los levantamientos topográficos multitemporales de alta resolución y nubes de puntos derivadas para ambas zonas de estudio (i.e., Ajamil y San Román).
Table 1. Characteristics of multi-temporal high-resolution topographic surveys and derived point clouds for both study sites (i.e., Ajamil and San Roman).

Código	Fecha	Resolución (pts/m^2)		Error (m)	
		Aj.	S.R.	Aj.	S.R.
S0	02/06/2021	132	0.068	209	0.057
S1	29/12/2021	163	0.063	178	0.057
S2	14/07/2022	160	0.106	165	0.050
S3	09/02/2023	223	0.084	324	0.043
S4	08/11/2023	224	0.124	273	0.077

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados indican que los procesos erosivos de mayor magnitud se produjeron en San Román, posiblemente debido a su litología margosa así como a una menor cobertura herbácea que en Ajamil, lo que ejerce un efecto protector frente a la erosión. En Ajamil, apenas se detectan procesos de erosión; hay algunos de carácter moderado (i.e., >10 cm) en zonas de mayor concentración animal (puntos de alimentación y abrevaderos), con presencia de áreas temporalmente desnudas (p.ej., Figura 2B). También se observó erosión causada por senderos del ganado, aunque de magnitud muy baja (i.e., <5 cm).

En Ajamil, los procesos erosivos de mayor magnitud (>10 cm) corresponden a cárcavas. Son pequeñas incisiones en zonas con baja cobertura herbácea, debidas más a procesos de ladera que al pastoreo (p.ej., Figura 2A). Los principales cambios topográficos se deben a la construcción de una nueva carretera, durante el periodo S3-S4, con variaciones de elevación de hasta >50 cm, tanto en elevación como en excavación.

En San Román se observaron procesos erosivos de mayor magnitud cerca de áreas tabulares (p.ej., Figura 3A) y en puntos de alimentación o de suministro de sal. La erosión vinculada a los senderos del ganado está más extendida en esta zona (p.ej., Figura 3B) que en Ajamil, posiblemente debido a una mayor presión ganadera, aunque su magnitud no suele superar los 5 cm; unas pérdidas de suelo por debajo de la erosión causada por procesos hidrológicos o de pendiente. Además de la degradación en zonas tabulares, se registraron procesos erosivos de mayor magnitud en caminos (p.ej., Figura 3A).

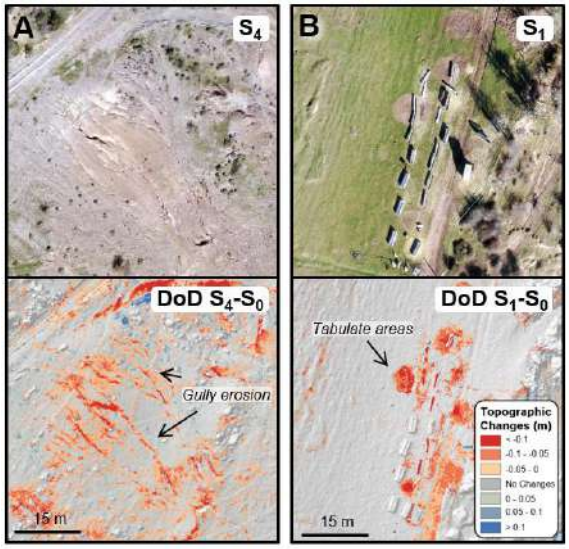


Figura 2. Ejemplos de ortomosaicos y DoD correspondientes a diferentes periodos de estudio en la zona de estudio de Ajamil.

Figure 2. Close range examples of orthophotomosaics and DoD corresponding to different study periods in the Ajamil study site.

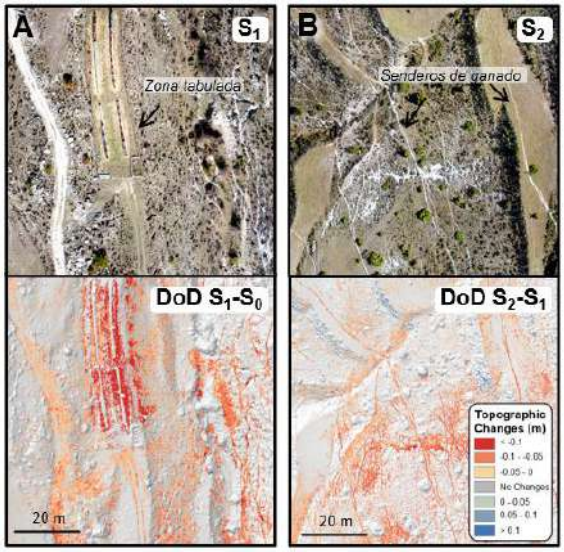


Figura 3. Ejemplos de ortomosaicos y DoD correspondientes a diferentes periodos de estudio en la zona de estudio de San Román.

Figure 3. Close range examples of orthophotomosaics and DoD corresponding to different study periods in the San Román study site.

4. CONCLUSIONES

Este estudio valida la hipótesis inicial de investigación: el pastoreo extensivo no contribuye a la degradación ni a la erosión del suelo siempre y cuando las prácticas de pastoreo se mantengan extensivas.

Sin embargo, se observa cierta degradación localizada en áreas asociadas con infraestructuras ligadas al pastoreo, como puntos de agua, sal y alimentación. Se plantea la necesidad de buscar estrategias para disminuir o evitar las pérdidas de suelo en los puntos de concentración del ganado.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación contó con el apoyo del proyecto LIFE MIDMACC (LIFE18CCA/ES/001099), financiado por la Comisión Europea. Los autores agradecen a los ganaderos y al Gobierno Regional de La Rioja su colaboración y la cesión desinteresada de los datos de movimiento del ganado. Manel Llena tiene un contrato postdoctoral "Beatriu de Pinós" (2022 BP 00111) de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cuadrat, J.M., Vicente-Serrano, S. (2008). Características espaciales del clima en La Rioja modelizadas a partir de sistemas de información geográfica y técnicas de regresión espacial. *Zubía Monográfico* 20, 119–142.

Hernández, A., Ramirez, J.I., Olivé, A., Martín, A. (1988). Mapa geológico de España, E 1:50.000. Hoja nº 242 (Munilla). Segunda Serie (MAGNA), IGME.

Kosmas, C., Detsis, V., Karamesouti, M., Kounalaki, K., Vassiliou, P., Salvati, L. (2015). Exploring Long-Term Impact of Grazing Management on Land Degradation in the Socio-Ecological System of Asteroussia Mountains, Greece. *Land* 4 (3), 541-559.

Lasanta, T., Cortijos-López, M., Errea, M.P., Llena, M., Sánchez-Navarrete, P., Zabalza, J., Nadal-Romero, E., 2024. Shrub clearing and extensive livestock as a strategy for enhancing ecosystem services in degraded Mediterranean mid-mountain areas. *Science of The Total Environment* 906, 167668.

Liu, J., Hu, Y., Lu, W. (2024). A review of research on the relationship between grasslands and human activities. *Ecological Indicators* 165, 112178.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 212-214. ISBN: 978-84-10345-81-2

PEDOESTRATIGRAFIA DE PALEOSUELOS EN LA LAGUNA DEL OTUN, ANDES CENTRALES DE COLOMBIA

Paleosols stratigraphy in the Otun lagoon, Central Colombian Andes

Juan Carlos Loaiza-Usuga[1]Andrés Velásquez Rodríguez[2], Jimmy Fernández Lamus[2]

1. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Facultad de Minas, Departamento de Geociencias y Medio Ambiente. jcloaiza@unal.edu.co
2. Universidad Nacional de Colombia. Sede Bogotá. Departamento de Geociencias.

Abstract: The pedostratigraphy record allowed to define various cycles conformed by unstable phases of aggradation, and/or erosion, alternated with metastable periods of soil development. Since 10000 BP the soil profile was formed by accumulation of ash fall deposits from Nevado del Ruiz and Cerro Bravo volcanoes; the frequency and thickness of the eruption's materials controlled pedogenesis, buried and fossilized soils. The roots presence, soil color, organic carbon content and weathering indicated different pedogenetic cycles. Paleoenvironmental conditions are reflected by pedofeatures, were principal pedogenetic processes involved are andolization, cumulization, and organic matter and Fe translocation.

Palabras clave: Paleosuelos, Pedoestratigrafía, Pedogénesis, Andisol, Micromorfología.
Keywords: Paleosols, Pedostratigraphy, Pedogenesis, Andisol, Micromorfology.

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de procesos vulcano-sedimentarios en el Parque Nacional Natural de los Nevados (PNNN), donde se ubica el área de estudio, adquirió mayor relevancia desde la amenaza geológica, a raíz de los trágicos eventos sucedidos en Armero en 1985 (Mojica et al 1985). Estudios previos de Tavera (2015), y Van der Hammen et al. (1983) han descrito las características ecosistémicas, climatológicas, geológicas y turísticas del PNNN. Los suelos, a escala regional se han caracterizado desde un sentido agrológico (IGAC, 2004) y en la identificación de conflictos de uso (Avellaneda-Torres, 2014). Los procesos de formación de los suelos en la Cordillera Central han sido estudiados por Thouret y Faivre (1989). El objetivo del presente trabajo es el estudio de los procesos pedogenéticos asociados a este ambiente geológico, su relación en el tiempo con los cambios climáticos (paleoclimas) y demás factores a través de un enfoque pedoestratigráfico y micromorfológico, planteando un modelo evolutivo.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

El área de estudio se ubica en el Departamento de Risaralda en el área protegida del Parque Nacional Natural de los Nevados, Cordillera Central de Colombia (Figura 1). El parque posee varios picos asociados a los volcanes Nevado del Ruiz (5300 m), Nevado del Quindío (4700 m), Nevado del Tolima (5200) y Nevado Santa Isabel (4960 m). Entre los conos de estos estratovolcanes hay valles pronunciados que delimitan lóbulos de flujos de lavas andesíticas, lodo y material piroclástico (Gonzáles, 2001). En cercanías de la Laguna del Otún, al Sur del Nevado de Santa Isabel, los procesos morfodinámicos que dieron lugar al paisaje actual están relacionados a la actividad volcánica y glaciar de alta montaña.

En este contexto, se ha estudiado un perfil edáfico desarrollado sobre una morrena terminal de uno de los estadios glaciales del Holoceno temprano, denominado "Otún tardío" (Thouret y Faivre, 1989), situado a una altura de 3950 m en el borde Oriental de Laguna del Otún. Este entorno natural se caracteriza por su variabilidad climática asociada a cambios altitudinales con pisos térmicos; frío, páramo, superpáramo y nieves perpetuas; y zonas bioclimáticas de bosque alto andino, superpáramo y páramo, sobre esta última se encuentra la sucesión pedoestatigráfica descrita, (Figura 1).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El perfil de suelo está compuesto por un horizonte O y una sucesión de horizontes A,

algunos de ellos enterrados, seguido por horizontes de formación incipiente y presencia de un horizonte plácico y varios contrastes litológicos, con texturas arenosas a franco limosas. Las densidades aparentes son bajas, promedio 1,01±0,23 g/cm^3 con una elevada porosidad, cerca al 58±9 % del volumen. Esto es común en depósitos piroclásticos sin consolidar y con fragmentos de pómez en su composición (Tabla 1).



Figura 1. Localización del área de estudio y perfil edáfico estudiado.
Figure 1. Study site and studied soil profile.

Tabla 1. Propiedades físicas de los horizontes. Donde H (Horizonte), Da (Densidad Aparente (g/cm^3), DaR (Densidad Real (g/cm^3), P (Porosidad), T (Textura Laboratorio)
Table 1. Horizons physical properties. Where H (Horizon), Da (Bulk density (g/cm3), DaR (Real density (g/cm3), P (Porosity), T (Laboratory texture).

H	Da	DaR	P	%A	%Ar	%L	T
A1	0,59	1,47	0,60	72	4,4	23,6	AF
A2	0,93	2,04	0,55	84	4,4	11,6	AF
A3	0,88	2,26	0,61	78	4,4	17,6	AF
2Ab2	0,86	2,52	0,66	94	2,4	3,6	A
2Bwb	1,02	2,45	0,58	92	4,4	3,6	A
3ABb	1,00	4,16*	0,76*	74	2,4	23,6	AF
3Bwb	1,07	2,56	0,58	66	4,4	29,6	FA
3AB'b1	0,92	2,27	0,59	68	4,4	27,6	FA
3AB'b2	0,99	2,30	0,57	76	2,4	21,6	AF
4Bwb1	0,98	2,47	0,60	74	0,4	25,6	AF
5Bwb2	1,32	2,41	0,45	92	2,4	5,6	A
Cr	1,57	2,55	0,38	82	2,4	15,6	AF
$\bar{x}$	1,01	2,45	0,58	79,33	3,23	17,43	-
σ (±)	0,23	0,59	0,09	9,10	1,28	9,00	-

El porcentaje de carbono orgánico promedio es moderado en los horizontes A_1, A_2 y A_3 (6,4±1,0%) relacionados con el ecosistema de páramo, permitiendo la acumulación de Materia Orgánica (MO). La distribución de la MO en el perfil es muy irregular, con una tendencia a disminuir en los niveles más profundos.

El contenido de bases del suelo tiene un comportamiento decreciente en profundidad, el P disponible tiene una distribución irregular, y la Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) presenta valores moderados, tiende a ser menos frecuente hacia la base del perfil (Tabla 2).

Tabla 2. Propiedades químicas de los horizontes. Donde H (Horizonte)
Table 2. Chemical properties of the horizons. Where H (Horizon).

H	CO	N	Ca	K	Mg	Na	CIC	P	pH
	%		meq/100g					mg/kg	1:1 H_2O
A_1	7,47	0,64	1,12	0,28	0,27	0,07	22,8	14,3	4,42
A_2	6,45	0,56	0,51	0,08	0,07	0,07	24,4	0,71	5,02
A_3	5,44	0,47	0,57	0,1	0,09	0,09	23,4	1,71	4,55
$2Ab_2$	8,41	0,73	0,55	0,09	0,07	0,08	26,4	1,34	4,9
2Bwb	9,66	0,83	0,31	0,04	0,03	0,08	18,2	6,71	4,92
3ABb	2,56	0,22	0,41	0,08	0,05	0,06	20,2	2,61	5,45
3Bwb	2,01	0,17	0,44	0,06	0,04	0,06	19,2	2,79	5,14
$3AB'b_1$	2,63	0,23	0,6	0,06	0,05	0,07	22,5	4,4	5,13
$3AB'b_2$	2,42	0,21	0,54	0,04	0,04	0,06	19,9	8,37	5,02
$4Bwb_1$	1,58	0,14	0,41	0,05	0,04	0,07	13,7	22,4	5,13
$5Bwb_2$	0,95	0,08	0,38	0,06	0,05	0,04	11,4	24,6	5,11
Cr	0,17	0,08	0,22	0,08	0,03	0,08	5,81	91,1	5,08
$\bar{x}$	4,15	0,36	0,51	0,09	0,07	0,07	18,99	15,09	4,99
σ (±)	3,18	0,27	0,22	0,06	0,07	0,01	5,98	25,29	0,27

En el perfil descrito, predomina el patrón porfírico, microestructura granular y de bloques subangulares, micromasa con contextura de birrefringencia indiferenciada y edaforrasgos relacionados con dinámicas de reducción y oxidación del Fe, con presencia de revestimientos e hiporrevestimientos.
También se observan patrones gléycos, así como edaforrasgos causados por la bioturbación de las raíces y presencia de nódulos de hierro retrabajados. Los rasgos micromorfológicos observados se detallan en la figura 2.

4. CONCLUSIONES

El predominio de la actividad eruptiva durante el holoceno temprano afecto el desarrollo de los suelos debido a que se sepultan los horizontes con nuevas erupciones; influjos grandes de piroclastos sepultan los suelos y los fosilizan. La baja saturación de bases se asocia a la presencia de climas húmedos que favorecen la percolación.

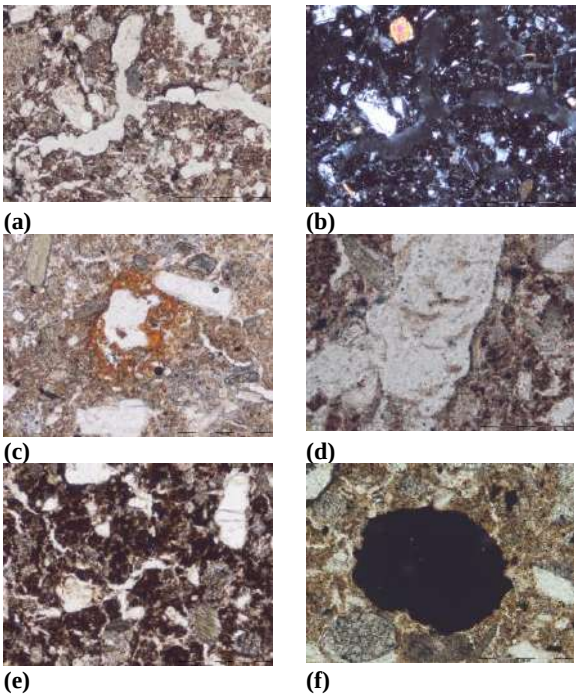


Figura 2. Principales rasgos micromorfológicos observados en los diferentes horizontes del perfil de suelo. a y b) Estructuras de paso de fauna, microestructura granular y bloques subangulares, distribución relacionada g/f porfírica, c) recubrimientos de arcilla y óxidos de hierro en canal de raíces, d) actividad de lombrices, e) microestructura migajosa, f) nódulo de hierro

Figure 2. Main micromorphological pedofeatures observed into the different soil horizons. a and b) Fauna passage structures, granular microstructure and subangular blocky, close to porphyric c/f related distribution, c) clay and iron oxide coatings in root channels, d) earthworm activity, e) crumbly microstructure, f) iron nodule

El alto contenido de materia orgánica en el suelo es el resultado de la presencia de cenizas volcánicas y las condiciones de vegetación y volcánicas y las condiciones de vegetación y climáticas. Los edaforrasgos asociados a dinámicas redox están presentes en toda la sucesión, como resultado de los fenómenos de movimiento y acumulación del hierro evidenciado en la presencia de recubrimientos de óxidos de hierro. El comportamiento hidrológico de las cenizas al alterarse, en conjunto con la alta humedad, son los factores fundamentales en el desarrollo de esta morfología. El sistema morfogenético en sus fases inestables, incluye varias etapas de degradación y erosión antes de estabilizarse para formar suelo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Avellaneda-Torres, L. 2014. *Caracterización de comunidades microbianas asociadas a prácticas agrícolas y usos del suelo de la vereda El Bosque - Parque Nacional Natural de los Nevados*. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia, 178 p.

Gonzáles, H. 2001. *Geología de las Planchas 206 Manizales y 225 Nevado del Ruiz*. Escala 1:100.000, INGEOMINAS, Bogotá, Colombia, 120 p.

IGAC, 2004. *Estudio General de Suelos del Departamento de Risaralda*, Instituto Geografico Agustin Codazzi (IGAC), Bogotá, Colombia.

Mojica, J., Brieva, J., Villarroel, C., Colmenares, F., Moreno, M. 1985. Observaciones preliminares sobre flujos de lodo cuaternarios relacionados con la actividad del volcán Nevado del Ruiz en la región de Armero-Guayabal-Mariquita (Departamento del Tolima, Colombia). *Geología Colombiana*, 14, 141-164.

Tavera, M. 2015. Evaluación e implementación de una propuesta de patrimonio geológico en El Parque Nacional Natural Los Nevados, Cordillera Central de Colombia. Patrimonio geológico y geoparques, avances de un camino para todos. *Cuadernos del museo Geominero*, 18.

Thouret, J., Faivre, P. 1989. Suelos de la cordillera Central, transecto Parque Los Nevados. En: Van der Hammen, T., Díaz-P, S., Álvarez, V (Eds). *La Cordillera Central Colombiana, Transecto Parque Los Nevados. Estudios de ecosistemas tropandinos*. J. Cramer, Berlín, 3, 293-441.

Van der Hammen, T., Díaz-P, S., Álvarez, V. 1983. *La Cordillera Central Colombiana, Transecto Parque los Nevados. Estudios de ecosistemas tropandinos*. Berlín, Stuttgart: J. Cramer, 3.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 215-218. ISBN: 978-84-10345-81-2

RELACIÓN ENTRE MOVIMIENTOS DE LADERA Y FERRICRETAS EN EL PIRINEO AXIAL (ESPAÑA)

Relationship between Slope Movements and Ferricretes in the Axial Pyrenees (Spain)

Miguel Guerra Martínez-Losa[1] y Jesús Guerrero Iturbe[1]

1. Universidad de Zaragoza. Departamentos de Ciencias de la Tierra. m.guerra@unizar.es

Abstract: This study presents the first identification and classification of ferricrete deposits in the Axial Pyrenees and explores their relationship with slope movements. Ferricretes form through the oxidation of pyrite-rich slates under acidic conditions, often along rupture surfaces of deep-seated slope deformations. Mapping results show a strong spatial correlation between ferricrete occurrence and slope movements, indicating structural and hydrogeochemical control. These findings highlight the geomorphological and environmental significance of ferricretes in post-glacial mountain settings.

Palabras clave: Ferricretas, Deslizamientos de ladera en roca, Drenaje ácido, Pirineo.
Keywords: Ferricretes, Rock Slope Failure, Acid drainage, Pyrenees.

1. INTRODUCCIÓN

Los movimientos de ladera en zonas de montaña como los Pirineos constituyen uno de los procesos geomorfológicos más relevantes en la evolución del paisaje postglacial. En particular, los deslizamientos en roca (*Rock Slope Failures*, RSFs) que afectan a macizos paleozoicos son frecuentes en sectores con antecedentes glaciares intensos, donde el desmantelamiento de los glaciares genera condiciones de inestabilidad (Ballatyne, 2024). Sin embargo, la relación entre estos procesos y la formación de depósitos ferruginosos conocidos como ferricretas no ha sido abordada hasta ahora.

Las ferricretas son depósitos cementados por óxidos de hierro (principalmente goetita), generados por la oxidación de minerales sulfurados como la pirita (FeS_2). Estos procesos de oxidación se ven favorecidos por condiciones de drenaje ácido (*Acid Rock Drainage*, ARD), que se desarrollan con frecuencia en pizarras ricas en pirita bajo climas de alta humedad (Nordstrom y Alpers, 1999). Su estudio en el valle de Chistau, donde nunca se habían descrito previamente, permite explorar por primera vez una interpretación conjunta del control estructural, geoquímico y geomorfológico sobre su génesis.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El valle de Chistau se localiza en la Zona Axial del Pirineo central, y está compuesto por una potente serie paleozoica de pizarras y cuarcitas del Cámbrico-Ordovícico, pizarras negras grafíticas del Ordovícico y calizas devónicas. El núcleo del valle está ocupado por pizarras negras ricas en pirita, intensamente tectonizadas y con fracturación intensa, lo que facilita la infiltración de aguas meteóricas. Esta litología aloja la totalidad de los RSFs y depósitos ferruginosos identificados.

La geomorfología del valle está fuertemente condicionada por el legado glaciar del Pleistoceno, con valles en U, circos, morrenas y lagos glaciares bien preservados. La desglaciación holocena produjo el ajuste morfodinámico de las laderas, favoreciendo procesos paraglaciares como los RSFs. Las condiciones climáticas actuales son de tipo alpino húmedo, con precipitaciones anuales medias superiores a los 1500 mm, lo que intensifica los procesos de meteorización química.

3. METODOLOGÍA

Se realizó una cartografía detallada de los RSFs y depósitos ferruginosos a partir de ortofotos PNOA 0.5 m, MDT 2x2 m y trabajo de campo. Las ferricretas se clasificaron según Verplanck et al. (2007) en: depósitos de manantial/turbera, coluviales y aluviales, diferenciados por la morfología, textura y tipo de clastos (Figura 1). Los RSFs se categorizaron siguiendo Jarman et al. (2014) en disgregados, coherentes y deformaciones profundas (DSGSDs). Se

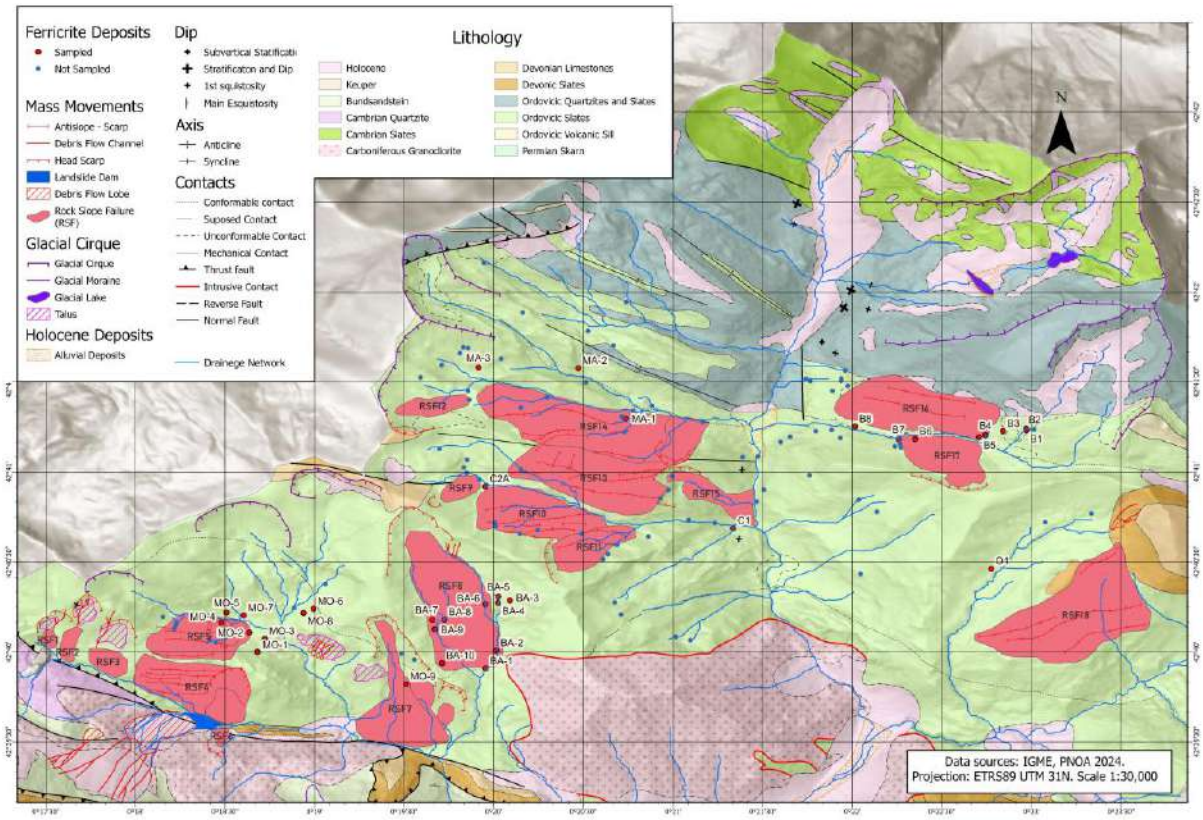


Figura 1. Mapa Geológico con los RSFs identificados y las Ferricretas en la zona de estudio.
Figure 1. Geological map with the identified RSFs and the Ferricretes in the study area.

tomaron muestras de 10 manantiales ferruginosos para análisis in situ (pH, eH, T, conductividad) y de laboratorio (aniones y cationes). Además, se analizaron 4 muestras de ferricretas por difracción de rayos X (DRX) para determinar la mineralogía dominante.

4. RESULTADOS

En la figura 2 se muestra la cartografía realizada. Se identificaron 18 RSFs que ocupan el 20,3% de la superficie del área de estudio (553,31 ha), todos ellos desarrollados en pizarras ordovícicas. Entre ellos, el 16,7% corresponde a deslizamientos disgregados (Tabla 1), el 33,3% a deslizamientos coherentes y el resto a DSGSDs. Estas últimas presentan escaso movimiento actual según datos InSAR del EGMS (2023) (0,88 mm/año vertical y 0,19 mm/año E-O; por debajo del umbral de detección), lo que sugiere un estado inactivo o fósil.

Se cartografiaron 114 depósitos de ferricretas (Tabla 1), siendo el 86% de tipo manantial, el 11,4% coluvial y el 2,6% aluvial. Su distribución topográfica indica que los depósitos de manantial se desarrollan principalmente en laderas <30º, mientras que los coluviales y aluviales aparecen en pendientes más fuertes (hasta >45º). Las ferricretas presentan una fuerte relación espacial con los RSFs: el 40,3% están asociadas a estas estructuras, y un 47,4% a condiciones estructurales (estratificación o buzamientos favorables), mientras que el 12,3% se sitúan en contactos litológicos. La Tabla 1 resume estas asociaciones.



Figura 2. Ejemplos en la zona de estudio de los tipos de ferricretas: A) Aluviales, B) Manantial Ferroso y C) Coluviales.
Figure 2. Examples in the study area of the types of ferricrete: A) Alluvial, B) Iron Spring and C) Colluvial.

Se analizaron diez muestras de agua, principalmente provenientes de depósitos de tipo "iron bog" y surgencias (80%), relacionadas con condiciones geológicas diversas: fallas de ladera (50%), estratificación local (30%) y contactos litológicos (20%). Presenta valores de Eh positivos (240–658 mV) indicando un ambiente oxidante, clave en la oxidación de pirita y formación de precipitados de hierro. La conductividad eléctrica es baja (10–290 µS/cm²), lo que sugiere aguas diluidas y con baja residencia. Fe y SO_4^{2-} son las especies dominantes, respaldando la meteorización de pirita como proceso principal. Se observa una correlación negativa moderada entre Fe y pH (R^2 = 0,3653) y una fuerte correlación positiva entre Fe y SO_4^{2-} (R^2 = 0,6), aunque la relación entre pH y estos productos varía según las reacciones secundarias implicadas en la oxidación del Fe. Los metales traza, con excepción del Fe, presentan concentraciones bajas, destacando la escasa movilidad de elementos como Zn, Ni, Mn o Al en las condiciones geoquímicas actuales.
Respecto a las muestras analizadas por DRX en 3 de las muestras se identificó goetita como fase única; en una muestra adicional se detectó clinocloro en baja proporción.

Tabla 1. Relación entre tipo de ferricretas, características geológicas y geomorfológicas y la pendiente en grados.
Table 1. Relationship in % between all the different Ferricrete types, Geological and Geomorphological features and the slope.

		FERRICRITE CLASIFICATION			
		Alluvial	Colluvial	Iron Spring	TOTAL
GEOLOGY	Landslides	0,00	4,35	35,65	40,00
	Contacts	0,87	4,35	7,83	13,04
	Bedding	1,74	2,61	42,61	46,96
	TOTAL	2,61	11,30	86,09	100,00
SLOPE	0-15º	0,87	0,00	18,26	19,13
	15-30º	0,00	2,61	45,22	47,83
	30-45º	1,74	3,48	20,87	26,09
	>90º	0,00	5,22	1,74	6,96
	TOTAL	2,61	11,30	86,09	100,00

5. DISCUSIÓN

Los RSFs identificados se interpretan como el resultado de una dinámica paraglaciar iniciada tras el LGM (*Last Glacial Maximum*). La debilidad mecánica de las pizarras, la intensa fracturación y la herencia glaciar condicionan la aparición de estas deformaciones. La infiltración de aguas meteóricas en este contexto genera un drenaje ácido intenso, lo que moviliza hierro y favorece la precipitación de óxidos de hierro en zonas de descarga (Figura 3). Las superficies de rotura de los RSFs actúan como vías preferentes de flujo, facilitando la formación de ferricretas en zonas donde interceptan con la topografía superficial.

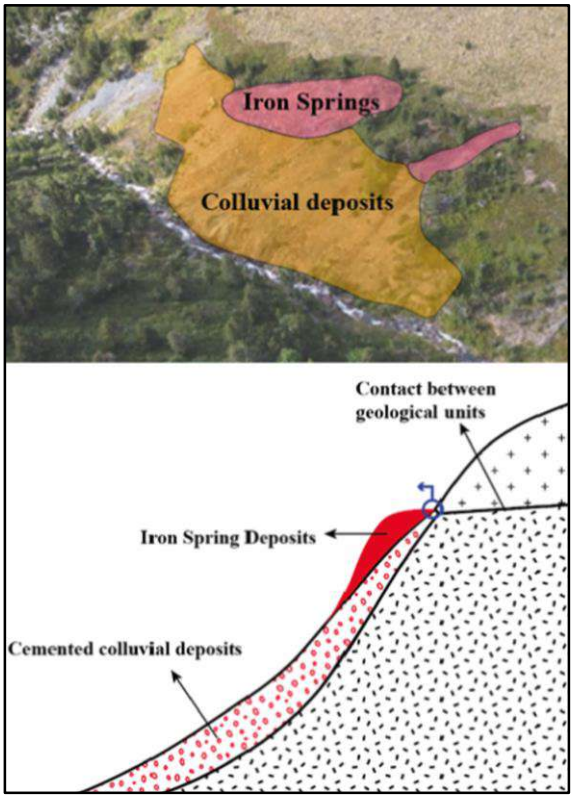


Figura 3. Esquema de formación de ferricretas y la evolución entre los tipos y foto de ejemplo en la zona de estudio.
Figure 3. Esquema de formación de ferricretas y la evolución entre los tipos y foto de ejemplo en la zona de estudio.*).*

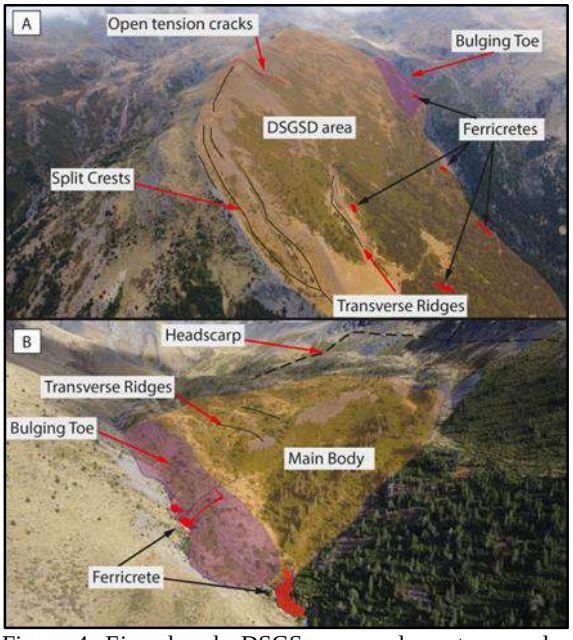


Figura 4. Ejemplos de DSGSs y sus elementos con los puntos donde aparecen los depósitos de ferricretas.
Figure 4. Examples of DSGSs and their elements with the points where ferricrete deposits appear.

Esta retroalimentación entre inestabilidad estructural e hidroquímica genera una relación funcional entre los dos procesos (Figura 4).

6. CONCLUSIONES

Existe una asociación espacial y genética entre los deslizamientos de ladera profundos y la formación de ferricretas en el valle de Chistau. Las condiciones estructurales, hidrogeoquímicas y climáticas de la región favorecen procesos de drenaje ácido y precipitación de óxidos de hierro en zonas vinculadas a inestabilidades. Estos depósitos pueden utilizarse como indicadores de escenarios hidrológicos pasados y de debilidad estructural en ambientes postglaciares de montaña.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto SPIRAL, cuyo objetivo es mejorar la resiliencia del territorio pirenaico frente a los movimientos de ladera mediante una estrategia transfronteriza de alerta temprana.

El proyecto cuenta con la participación de diversas entidades, incluyendo la Universidad de Zaragoza a la que se agradece especialmente el apoyo institucional proporcionado.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ballantyne, C.K. (2024). Paraglacial landsystems: responses to deglaciation. *Landslides*, 21(2), 345-367.

EGMS. (2023). European Ground Motion Service explorer. Retrieved from. In https://egms.land.copernicus.eu/.

Jarman, D., Calvet, M., Corominas J., Delmas M. y Gunnel Y. (2014). Large-scale rock slope failures in the eastern Pyrenees: identifying a sparse but significant population in paraglacial and parafluvial contexts. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 96 (3), 357-391.

Nordstrom, D.K. y Alpers, C.N. (1999). Geochemistry of acid mine waters. En: Plumlee, G.S. y Logsdon, M.J. (Eds.), The Environmental Geochemistry of Mineral Deposits. *Reviews in Economic Geology*, 6A, 133-160.

Verplanck, P.L., Yager, D.B., Church, S.E., Stanton, M.R. (2007). Ferricrete classification, morphology, distribution, and carbon-14 age constraints. En: Church, S.E. *et al*. (Eds.), *Integrated Investigations of Environmental Effects of Historical Mining in the Animas River Watershed, Colorado*, USGS Professional Paper 1651, 723-744.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 219-222. ISBN: 978-84-10345-81-2

INTEGRACIÓN DE DATOS DE TELEDETECCIÓN Y EXCAVACIÓN DE TRINCHERAS PARA LA DETECCIÓN DE MOVIMIENTOS LENTOS EN DESLIZAMIENTOS. EL CASO DE LA AVALANCHA DE ROCAS DE ROCAS DE "LA INCLUSA" (PIRINEOS, ESPAÑA)

Integration of remote sensing data and trenching for the detection of slow movements in landslides. The case of "La Inclusa" rock avalanche (Pyrenees, Spain)

Miguel Guerra Martínez-Losa[1] y Jesús Guerrero Iturbe[1]

1. Universidad de Zaragoza. Departamentos de Ciencias de la Tierra. m.guerra@unizar.es

Abstract: This study presents a multidisciplinary approach combining InSAR, LiDAR, trenching, and radiocarbon dating to detect and analyze slow-moving landslides in the central Pyrenees. Focusing on the "La Inclusa" rock avalanche, results reveal previously undetected activity and reinterpret the associated Plandescún paleolake as a Late Holocene feature. Remote sensing techniques identified active displacements in three rotational landslides, while trenching exposed new fractures potentially leading to a larger future avalanche. This integrated methodology demonstrates the importance of combining surface and subsurface data to improve landslide hazard assessment in mountainous terrains.

Palabras clave: InSAR, LiDAR, Avalanchas de rocas, Trincheras.
Keywords: InSAR, LiDAR, Rock avalanche, Trenching.

1. INTRODUCCIÓN

Los deslizamientos de ladera constituyen uno de los procesos geomorfológicos más activos y peligrosos en ambientes de montaña (García-Ruiz *et al*., 2015). Aunque la teledetección ha revolucionado la capacidad de detectar deformaciones milimétricas mediante técnicas como InSAR (Lau *et al*., 2024) y LiDAR (Jaboyedoff *et al*., 2012), su combinación con métodos directos como la apertura de zanjas y la datación de sedimentos sigue siendo esencial para reconstruir la historia de movimientos lentos y validar la información obtenida remotamente.

En este contexto, se ha estudiado la avalancha de roca de "La Inclusa" y los deslizamientos de su entorno inmediato, en una región caracterizada por una compleja historia tectónica y una situación actual heredada de los ciclos alpino y varisco (Choukroune *et al*., 1990; Ríos Aragüés *et al.*, 1982).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio se sitúa en el Pirineo central, al norte del macizo de Cotiella, en la cuenca del río Cinqueta. Tectónicamente, pertenece a la Unidad de Cotiella, formada durante el Eoceno inferior, y presenta depósitos del Cretácico superior al Eoceno inferior, destacando las formaciones Marboré, Arén y las calizas del Ilerdiense (Martínez Peña, 1992) (Figura 1).

En el valle del Cinqueta y alrededores se identifican depósitos cuaternarios de origen glacial, periglacial y fluvial, destacando la presencia de varios deslizamientos en la zona. La morfología actual del valle sugiere que un evento catastrófico, probablemente una avalancha de roca bloqueó el cauce, formando el paleolago de Plandescún (Belmonte, 2014) (Figura 2).

El objetivo del presente trabajo ese reevaluar la edad y dinámica de este evento mediante datación directa de los sedimentos.

3. METODOLOGÍA

El enfoque metodológico se ha basado en la integración de cartografía geomorfológica, técnicas de teledetección y estudios sedimentológicos y estructurales de campo. Se cartografiaron seis deslizamientos, que se han clasificado activos o inactivos a partir de observaciones de campo, InSAR, LiDAR y evidencias geológicas.

Se realizó una perforación geotécnica de hasta 18 metros de profundidad en una campaña de campo junto a la Universidad de Granada, complementada con análisis sedimentológicos y datación radiocarbónica por AMS. Además, se

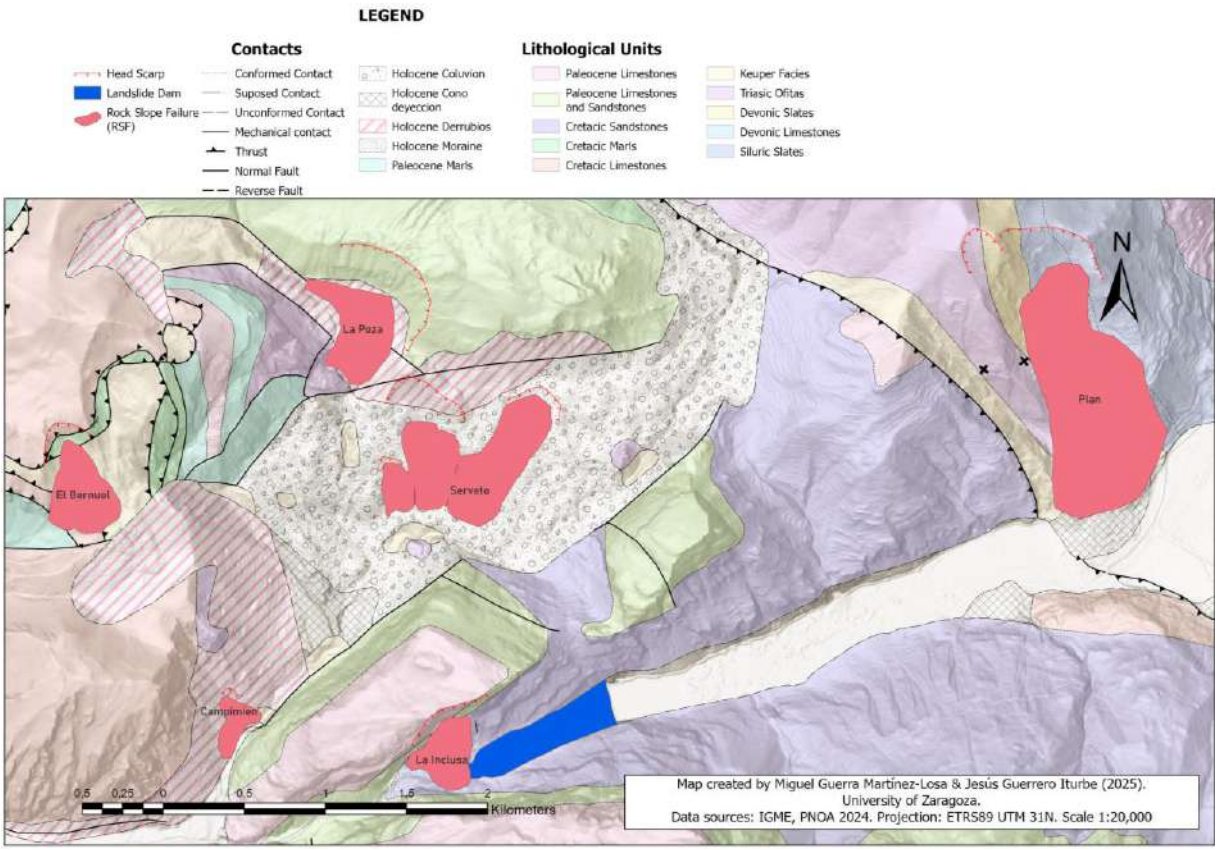


Figura 1. Geología y Deslizamientos en la zona de estudio.
Figure 1. Geological setting and landslides in the area of study.



Figura 2. Avalancha de rocas de "La Inclusa".
Figure 2. "La Inclusa" Rock Avalanche.

excavó manualmente una zanja transversal a una grieta sobre el escarpe principal de la avalancha de roca.

4. RESULTADOS

A partir de la realización de la cartografía geomorfológica y el análisis multidisciplinar en el área de estudio, se han identificado cinco deslizamientos de tipo rotacional más la avalancha de rocas de La Inclusa.

El deslizamiento de "El Bernuel" se clasifica como estable, sin evidencias de actividad reciente ni desplazamientos detectados. El deslizamiento de "Plan", aunque sin señales en InSAR o LiDAR, presenta indicios de actividad intermitente según observaciones de campo. El deslizamiento de "Campimén" (10,22 ha) y el de "Serveto" (60,28 ha) se encuentran activos, con deformaciones visibles y desplazamientos medidos por InSAR de hasta 49,72 mm/año. El deslizamiento de "La Poza" muestra actividad

moderada (6,82 mm/año). Por último, la avalancha de roca de "La Inclusa" se trata de una antigua avalancha de rocas que bloqueó el valle del Cinqueta generando el paleolago de Plandescún. Se clasifica como infilled dam (Xuanmei *et al*., 2020), sin evidencias de rotura catastrófica posterior. Su volumen se estima en 6 hm³. Sobre su escarpe se desarrolla una grieta activa que podría dar lugar a una nueva avalancha de hasta 46 hm³.

El análisis del testigo sedimentario del paleolago reveló tasas de sedimentación elevadas y secuencias coherentes de edad en los fragmentos de carbón vegetal, que datan entre 3.529 y 3.218 cal BP (Tabla 1).

Tabla 1. Dataciones de radiocarbono del paleolago de Plandescún.
Table 1. Plandescún's paleolake radiocarbon dating results.

Lake	ID Section	Cm core	Prof compuesta (cm)	Sample type	Direct AMS Code	Fraction of modern		Radiocarbn age		Calendaric age cal BP	
						Pmc	1 σ error	BP	1 σ error	BP	1 σ error
PLANDESCÚN	PLA15-1A-1T-3	34,5-35,5	154-155	bulk sediment	D-AMS032095	25,05	0,14	11120	45	-	-
	PLA15-1A-1T-8	38-39	454-455	bulk sediment	D-AMS032096	43,35	0,2	6714	37	-	-
	PLA15-1A-1T-14	24-25	804-805	bulk sediment	D-AMS032097	39,7	0,22	7421	45	-	-
	PLA15-1A-1T-20	5-6	1145-1146	Charcoal	D-AMS032098	68,76	0,24	3009	28	3218	47
	PLA15-1A-1T-20	21-22	1161-1162	Charcoal	D-AMS032099	68,25	0,28	3069	33	3299	42
	PLA15-1A-1T-21	20-21	1220-1221	Charcoal	D-AMS032100	68,04	0,27	3093	32	3317	41
	PLA15-1A-1T-23	55-56	1375-1376	Charcoal	D-AMS032101	67,46	0,24	3162	29	3400	28
	PLA15-1A-1T-24	52-53	1432-1433	Charcoal	D-AMS032102	66,29	0,22	3303	27	3529	37

La zanja excavada en la grieta próxima al escarpe de "La Inclusa" (Figura 3) se han identificado seis unidades estratigráficas con deformaciones evidentes y desplazamientos verticales de al menos 37 cm. Las muestras de carbón analizadas en la trinchera revelan edades de 6671±31 años cal BP para la unidad 1, 698±27 años cal BP para la unidad 3 y 127±26 años cal BP para la unidad 5. 698±27 años cal BP para la unidad 3 y 127±26 años cal BP para la unidad 5.

5. DISCUSIÓN

Los deslizamientos activos detectados en la zona reflejan impactos en las infraestructuras de la zona, evidenciando el riesgo que estos suponen para las poblaciones de montaña con el riesgo de dejar incomunicados los núcleos de población de Sin y Serveto a los que da acceso la carretera afectada por los deslizamientos de Serveto y Campimién, a lo que se suma la afectación del pueblo de Plan, situado en parte sobre el deslizamiento de Plan.

Desde un punto de vista geomorfológico, los datos de InSAR revelaron movimientos activos en tres deslizamientos ("Campimén", "Serveto" y "La Poza"), con tasas medias anuales de desplazamiento de hasta 49,72 mm/año. En contraste, los datos LiDAR disponibles (1 punto/m², RMSEz de 20 cm) no permitieron detectar desplazamientos menores a 36 cm entre coberturas consecutivas, demostrando la

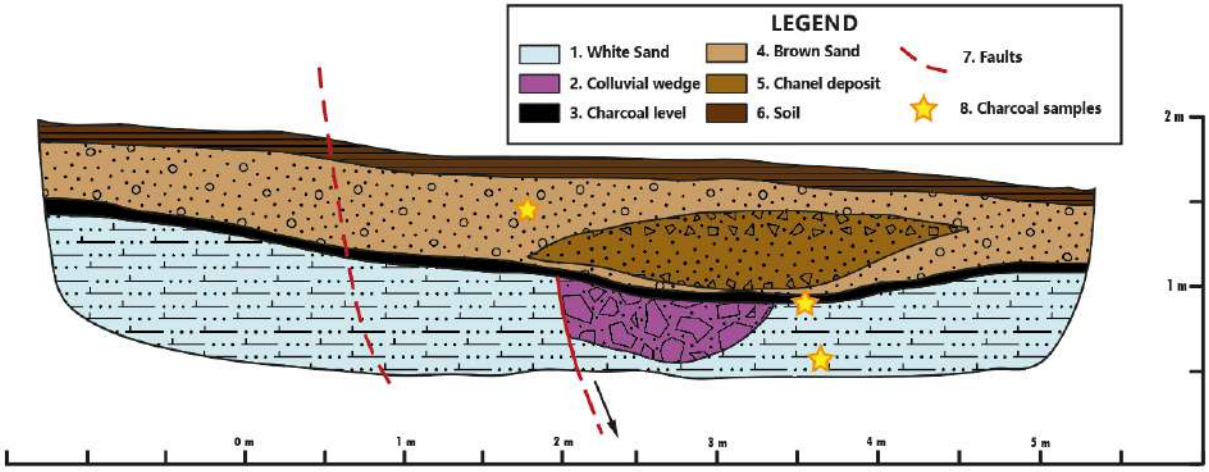


Figura 3. Trinchera realizada en la grieta cerca del escarpe de la avalancha de rocas de La Inclusa.
Figure 3. Trench made near tne"La Inclusa" rock avalanche headscarp.

limitación de esta técnica para detectar movimientos lentos en su resolución actual.

Las fechas obtenidas en las dataciones del paleolago contradicen la hipótesis previa que atribuía la formación del lago al final del Último Máximo Glacial (Belmonte, 2014) y sugieren en cambio un origen durante el Holoceno tardío pudiendo reinterpretar el origen del paleolago de Plandescún como consecuencia de un evento de remoción en masa holoceno, asociado potencialmente a cambios en la vegetación y el clima durante el periodo Neoglacial (Alley y Ágústsdóttir, 2005), a sismicidad regional (Larrasoaña *et al*., 2010), o a deforestación antrópica en la Edad del Bronce (González-Sampériz *et al*., 2017).

Respecto a la grieta estudiada en la cabecera de la avalancha de rocas, los contactos deformados y las dataciones obtenidas confirman que esta grieta se encuentra activa y podría evolucionar hacia una nueva avalancha de roca, con un volumen estimado de 46 hm^3, ocho veces mayor que el volumen de la avalancha original.

La metodología empleada ha demostrado que una combinación de herramientas remotas y directas permite superar las limitaciones individuales de cada una: mientras que InSAR permite identificar deformaciones milimétricas en superficie, la datación y el análisis estratigráfico en las trincheras brindan una secuencia temporal y estructural de los movimientos, esencial para el entendimiento de la evolución geomorfológica del sistema.

6. CONCLUSIONES

Este estudio demuestra que la integración de teledetección y técnicas directas como la realización de trincheras y la datación por radiocarbono es fundamental para la identificación de movimientos lentos en laderas, especialmente en regiones complejas como los Pirineos. El caso de “La Inclusa” ilustra cómo un enfoque multidisciplinar puede desvelar episodios recientes y activos de inestabilidad que habían sido previamente subestimados. Esta metodología resulta esencial para una planificación territorial informada y la prevención de riesgos en áreas de montaña.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto SPIRAL, cuyo objetivo es mejorar la resiliencia del territorio pirenaico frente a los movimientos de ladera mediante una estrategia transfronteriza de alerta temprana. El proyecto cuenta con la participación de diversas entidades, incluyendo la Universidad de Zaragoza a la que se agradece especialmente el apoyo institucional proporcionado.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alley, R., y Ágústsdóttir, A. M. (2005). The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1123–1149.

Belmonte, A. (2014). *Geomorfología del macizo de Cotiella (Pirineo oscense): cartografía, evolución paleoambiental y dinámica actual* (Tesis doctoral). Universidad de Zaragoza.

Choukroune, P., Roure, F., y ECORS Team. (1990). Main results of the ECORS-Pyrenees profile. *Tectonophysics*, 173 (3–4), 411–423.

García-Ruiz, J. M., López-Moreno, J. I., Lasanta, T., Vicente-Serrano, S. M., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. L., Beguería, S., y Gómez-Villar, A. (2015). Los efectos geoecológicos del cambio global en el Pirineo Central español: una revisión a distintas escalas espaciales y temporales. *Pirineos*, 170, e013.

González-Sampériz, P., Aranbarri, J., Pérez-Sanz, A., Gil-Romera, G., Moreno, A., Leunda, M., López-Sáez, J. A., Oliva, M., Morellón, M., y Valero-Garcés, B. (2017). Environmental and climate change in the southern Central Pyrenees since the Last Glacial Maximum: A view from the lake records. *Catena*, 149, 668–688.

Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M.-H., Loye, A., Metzger, R., y Pedrazzini, A. (2012). Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Natural Hazards*, 61 (1), 5–28.

Larrasoaña, J. C., Ortuño, M., Birks, H. H., Valero-Garcés, B., Parés, J. M., Copons, R., y Bordonau, J. (2010). Palaeoenvironmental and palaeoseismic implications of a 3700-year sedimentary record from proglacial Lake Barrancs (Maladeta Massif, Central Pyrenees, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 294 (1–2), 83–93.

Lau, K. et al. (2024). Advanced InSAR methods for slow-moving landslides detection. *Remote Sensing of Environment*, 301, 113020.

Martínez Peña, B., y Casas Sainz, A. (1992). Láminas cabalgantes del sector central del Pirineo Meridional (Provincia de Huesca). *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 2, 130–139.

Ríos Aragüés, L. et al. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 179 (Bielsa). IGME.

Xuanmei, F., Dufresne, A., Siva Subramanian, S., Strøm, A., Hermanns, R. L., Tacconi Stefanelli, C., Bontemps, N., y Jaboyedoff, M. (2020). The formation and impact of landslide dams – State of the art. *Earth-Science Reviews*, 203, 103116.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 223-226. ISBN: 978-84-10345-81-2

EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA DE LAS RUTAS DE SENDERISMO EN EL PARQUE NATURAL DE ALVÃO, PORTUGAL

Assessment of water erosion on hiking trails in Alvão Natural Park, Portugal

Carlos Pinheiro[1], Jorge Costa[1,2], Susana Pereira[1,2, 3], Alberto Gomes[1,2]

1. Departamento de Geografia, FLUP, Universidade do Porto, Via Panorâmica s/n, 4150-564 Porto, Portugal. up202308828@up.pt
2. Centro de Estudos em Geografia e Ordenamento do Território, FLUP, Universidade do Porto
3. Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa

Abstract: This study presents a methodology to identify and characterize pour points and their contribution areas along hiking trails to assess vulnerability to water erosion. A segment of the PR3 – Fisgas de Ermelo trail in Alvão Natural Park (Portugal) is analysed using high-resolution LiDAR data and ArcGIS Pro tools. Of the 16 pour points identified, 38% are on slopes over 20% and 50% have large upstream catchments (>100 m²), indicating a high erosion risk. Fieldwork confirmed gullies, rills, and sparse vegetation in runoff-concentrated zones. This approach helps managers identify critical areas for intervention, improving environmental protection, trail stability, and user safety.

Palabras clave: Puntos de drenaje, erosión hídrica, senderos, LiDAR, turismo sostenible.
Keywords: Drainage points, Water erosion, Trails, LiDAR, Sustainable tourism.

1. INTRODUCTION

Water erosion is a primary cause of degradation in hiking trails (Kobayashi and Watanabe, 2023). This process results from the concentration and runoff of rainwater along trails, leading to soil particle removal, rill and gully formation and vegetation root exposure (Marion *et al.*, 2016). Olive and Marion (2009) highlight that large water volumes over short periods can overwhelm drainage capacity along trails, causing concentrated surface runoff. Tomczyk *et al.* (2016) noted that these effects may persist for years, particularly in areas with poorly drained soils, steep slopes, or where vegetation is sparse. These authors emphasise that without timely maintenance action, such as installing water bars, reshaping trail surfaces, or redirecting flow, these impacts tend to accumulate and intensify over time. Common impacts of water erosion on trails include gully formation, muddy sections, and increased surface erosion, all of which can compromise trail sustainability and user safety.

Runoff tends to concentrate in specific landscape points where convergent water reaches maximum accumulation, known as pour points, which serve as natural outlets of watersheds (Tarboton, 1997). These outlets mark the endpoint of the hydrological contribution areas, being critical for defining drainage networks (Jenson and Domingue, 1988).

On trails, the presence of multiple pour points is common. For example, at the base of slopes where significant volumes of water accumulate and contribute to trail erosion, and upstream, where smaller flows tend to concentrate in trail bends or depressions, also promoting erosion. This topographic variability along trails, driven by the specific characteristics of the terrain, highlights the importance of mapping and characterizing pour points.

In certain cases, the trail itself can interrupt the natural continuity of hydrological contribution areas, either by acting as a barrier that blocks runoff or as a preferential flow path that redirects it. These interruptions can exacerbate erosion on or near the trail and create localized impacts such as water pooling, sediment displacement, or flow diversion, affecting trail stability and safety (Leung and Marion, 1996).

Alongside this, with the increasing popularity of outdoor pursuits, such as hiking, it is essential to ensure both the sustainability of trails and the safety of their users.

For this reason, the identification of pour points is fundamental for the implementation of mitigation measures, such as drainage systems or small diversion structures. These solutions

contribute to trail conservation, reduce the risk of slips or accidents and promote both user safety and environmental protection of the surrounding area.

This study aims to develop a methodology to identify and characterize the pour points and their upstream contribution area along trails that promote erosive processes linked to surface runoff.

2. STUDY AREA

The PR3 - Fisgas de Ermelo Trail is located in the Alvão Natural Park, created in 1983 within the Serra do Alvão (Figure 1). Situated in the Vila Real district, it is close to highways connecting northern Portugal and Spain. The park has a temperate Mediterranean climate, with dry summers and rainy winters, reaching up to 2 600 mm of annual precipitation in higher areas (Daveau, 1985). The 12.4 km long walking trail has steep slopes and takes approximately 4 hours to complete. Along the route, notable features include cascades and lagoons (Costa *et al.*, 2024). The scenic waterfalls (Figure 1C), known as “Fisgas de Ermelo", result from erosion by exploring fracture directions and resistant quartzite layers, creating a 250-meter drop. For this study, only a segment of the trail was analyzed (Figure 1B).

3. MATERIALS AND METHODS

In this study, we used LiDAR point cloud data (DEM with 0.5 m resolution) provided by the General Directorate of the Territory (DGT, 2024), and a shapefile of the PR3 trail from the Wikiloc platform. The first stage involved identifying pour points using the Hydrology toolbox in ArcGIS Pro 3.2.2 through six steps: (1) delineating the trail path directly using the DEM derived from LiDAR data, supported by visual interpretation of topographic features and reference to the basemap for accurate localization; (2) calculating flow direction, corrected with the Fill tool to remove depressions, ensuring hydrological model consistency; (3) generating a raster of the number of cells draining into each cell (flow accumulation); (4) creating the drainage network



Figure 1. Alvão Natural Park: A) Park´s location; B) Park´s relief and hypsometry; C) Fisgas de Ermelo Waterfalls; D) Start and end of the PR3; E) Trail view.

Figura 1. Parque Natural de Alvão: A) Ubicación del parque; B) Relieve e hipsometría del parque; C) Cascadas de Fisgas de Ermelo; D) Inicio y fin del PR3m E) Vista del sendero.

by selecting pixels with water accumulation above 1000; (5) creating a new vector layer of points, where pour points were manually marked based on visual interpretation of accumulation zones; and (6) adjusting pour points using the Snap Pour Point tool to ensure precise placement at the cell with the highest accumulation, identifying the lowest and most convergent point of the local catchment.

To support and validate this procedure, field visits were conducted to observe *in situ* visual validation and photographic documentation of selected pour points. This step was essential to confirm the presence of visible features associated with surface runoff.

To characterize the pour points, slope was used since steeper slopes increase surface runoff velocity, intensifying trail erosion (Morgan, 2009; Salesa and Cerdà, 2019).

Hydrological contribution areas were also delineated using the Watershed tool, calculating their extent in square meters, with larger areas accumulating more water and increasing the erosion potential at the pour points (Olive and Marion, 2009).

4. RESULTS

The sketch in Figure 2A illustrates how hiking trails can significantly influence surface runoff dynamics in sloped terrains. In this case, the trail functions as a conduit for concentrated flow, altering natural hydrological pathways. Instead of allowing diffuse downslope runoff, the trail captures and channels water along its alignment (number 1), increasing the risk of erosion and gully formation at specific locations. This is particularly evident at pour points (PP), where accumulated runoff is discharged. Additionally, the number 3 represents a natural drainage, which was interrupted by the trail, contributing directly to the lower slope, whereas areas 4 drain into the trail itself before concentrating at pour points. This interaction demonstrates the dual role of trails: as both disruptors and facilitators. Thus, the analysis of the studied section of the PR3 – Fisgas de Ermelo trail identified 16 pour points. Four are located on slopes below 10%, three between 10 and 20%, and nine on slopes steeper than 20%, where runoff is more intense. The hydrological contribution areas ranged from

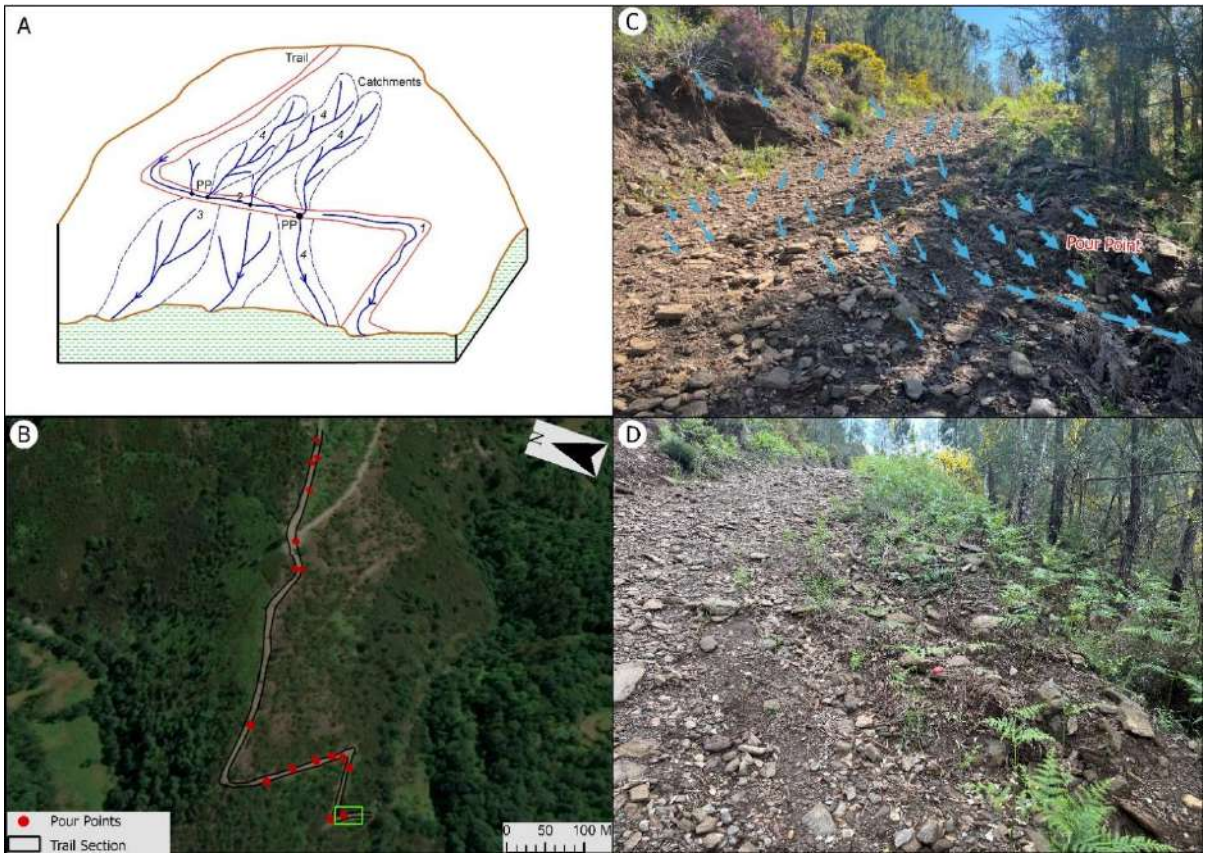


Figure 2. Pour points: A) Sketch; B) Pour points in the studied section; C) Field photo of a pour point, with arrows showing flow direction and thicker arrows indicating greater water accumulation; D) Detailed image of a pour point.

Figura 2. Puntos de drenaje: A) Esquema; B) Puntos de drenaje en la sección estudiada; C) Foto de campo de un punto de drenaje, con flechas indicando la dirección del flujo y flechas más gruesas señalando mayor acumulación de agua; D) Imagen detallada de un punto de drenaje.

0.2 m^2 to 316 m^2, with 50% exceeding 100 m^2. Visual validation on the field confirmed mostly pour points identified on the map, and for the pour point in Figure 2C (slope: 28%; hydrological contribution area: 167 m2). The visible gullies on the right side suggest a recurrent concentration of runoff, acting as secondary channels.

These factors, combined with GIS analysis, support interpreting these as surface runoff convergence points. However, pour points vary in magnitude due to upstream slope differences—such as shape, average gradient, and vegetation cover—which influence runoff volume and concentration. This variability underscores the need to assess each pour point within its unique topographic and hydrological setting

5. DISCUSSION AND CONCLUSION

The increasing use of protected areas for recreational activities underscores the importance of properly managing hiking trails, with a focus on minimizing environmental impacts, particularly water erosion. This study contributes to this goal by providing methods and practical guidance for managers. The identification of 16 pour points along a section of the PR3 - Fisgas de Ermelo trail, with 24% located on slopes above 20%, highlights the high erosion potential associated with concentrated surface runoff, especially in areas with large hydrological contribution zones. These findings align with previous studies (Olive and Marion, 2009; Salesa and Cerdà, 2019), which identify steep slopes and high flow accumulation as key factors that intensify trail degradation. Visual validation, as in the case of the pour point shown in Figure 2, with visible gullies and sparse vegetation, confirms its role as a runoff convergence zone, hindering vegetation regeneration and amplifying erosion. In this context, high-resolution LiDAR data proved to be highly valid for characterizing the microtopography, enabling a full identification of critical runoff pour points and erosion areas. Following identification, managers should implement measures to mitigate trail degradation. In this context, Tomczyk *et al.* (2016) highlight the importance of effective trail design and maintenance, including the installation of drainage systems such as ditches or channels to divert surface runoff efficiently. Thus, this research can help managing authorities detect degradation-prone areas, contributing to more efficient and sustainable trail management while also enhancing user safety.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research received support from the Centre of Studies in Geography and Spatial Planning (CEGOT), funded by national funds through the Foundation for Science and Technology (FCT) under the reference UIDB/04084/2020; and Jorge Costa received support from the Foundation for Science and Technology (FCT) under the Grant [number 2021.05304.BD]

REFERENCES

Costa, J., Gomes, A., Stokes, M. and Saraiva, M. (2024). Recreational use of protected areas: spatiotemporal insights from the Wikiloc mobile app. *Current Issues in Tourism*, 27 (22), 3978-3998. https://doi.org/10.1080/13683500.2024.2329278

Daveau, S. (1985). Mapas climáticos de Portugal. Nevoeiro e nebulosidade. Contrastes térmicos. *Memórias do Centro de estudos geográficos Lisboa* (7).

Jenson, S. K. and Domingue, J. O. (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 54 (11), 1593-1600.

Kobayashi, Y. and Watanabe, T. (2023). Evaluation of the Effectiveness of Trail Repair Works Based on Three-Dimensional Monitoring around Mount Kurodake, Daisetsuzan National Park, Japan. *Sustainability*, 15 (17), 12794. https://doi.org/10.3390/su151712794

Leung, Y.-F. and Marion, J. (1996). Trail degradation as influenced by environmental factors: A state-of-knowledge review. *Journal of Soil and Water Conservation,* 51, 130-136.

Marion, J. L., Leung, Y.-F., Eagleston, H. and Burroughs, K. (2016). A review and synthesis of recreation ecology research findings on visitor impacts to wilderness and protected natural areas. *Journal of Forestry*, 114 (3), 352-362. https://doi.org/10.5849/jof.15-498

Morgan, R. P. C. (2009). *Soil erosion and conservation*. John Wiley & Sons.

Olive, N. D. and Marion, J. L. (2009). The influence of use-related, environmental, and managerial factors on soil loss from recreational trails. *Journal of Environmental Management*, 90 (3), 1483-1493. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2008.10.004

Salesa, D. and Cerdà, A. (2019). Four-year soil erosion rates in a running-mountain trail in eastern Iberian Peninsula. *Cuadernos de Investigación Geográfica: Geographical Research Letters*, 45 (1), 309-331.

Tarboton, G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33 (2), 309-319. https://doi.org/10.1029/96WR03137

Tomczyk, A. M., White, P. C. L. and Ewertowski, M. W. (2016). Effects of extreme natural events on the provision of ecosystem services in a mountain environment: The importance of trail design in delivering system resilience and ecosystem service co-benefits. *Journal of Environmental Management*, 166, 156-167. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2015.10.016



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 227-230. ISBN: 978-84-10345-81-2

EFECTO DE LAS SEQUÍAS EN LA RESPUESTA HIDROLÓGICA EN VARIOS USOS DEL SUELO EN LA MONTAÑA MEDIA DEL PIRINEO CENTRAL

Effect of drought on the hydrological response in various land uses in the middle mountains of the Central Pyrenees

David Regües[1], Estela Nadal-Romero[1], Sergio Vicente-Serrano[1], Noemí Lana-Renault[2], Juan Ignacio López Moreno[1], Teodoro Lasanta[1], José María García-Ruiz[3]

1. Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), Avenida Montañana 1005, Zaragoza 50059 dregues@ipe.csic.es
2. Área de Análisis Geográfico Regional, Departamento de Ciencias Humanas, Universidad de la Rioja, Logroño 24004.
3. Profesor de Investigación del CSIC (retirado), Zaragoza.

Abstract: Recent studies show that the frequency and intensity of droughts are increasing, especially in the Mediterranean region. This, together with revegetation processes, lead to a decrease in runoff and river flows. Analysis of stream flows recorded in four small catchments with different land uses, located in the Central Pyrenees, has allowed us to analyze this cause-effect relationship. The results have revealed that natural forests are more severely affected by prolonged droughts, while reforestation and natural revegetation show similar behavior and a more moderate decline. The most degraded environments are those less affected by drought.

Palabras clave: sequía, cuenca mediterránea, Pirineo central, uso del suelo, cubierta vegetal.
Keywords: drought, Mediterranean basin, central Pyrenees, land use, vegetation cover.

1. INTRODUCCIÓN

Las últimas décadas están registrando una mayor frecuencia de sequías en la región Mediterránea (Gimbel *et al*., 2016) con el consiguiente descenso de caudales (López-Moreno *et al*., 2011; Vicente-Serrano *et al*., 2025). El estudio de Weiß *et al*. (2007) prevé que, en el norte de la cuenca mediterránea, las sequías severas con un período de retorno de 100 años se producirán cada 10 años y con mayor duración (Diffenbaugh *et al*., 2007). Por otro lado, el abandono de cultivos en el Pirineo desde mediados del siglo XX ha causado la expansión de matorral y bosque (Lasanta *et al*., 2017). La consecuencia de este proceso es una disminución de la escorrentía superficial, un incremento de la infiltración y un descenso de la reserva hídrica en áreas de montaña (Peña-Angulo *et al*., 2021). Sin embargo, la demanda hídrica en las tierras más bajas se está incrementando (Viviroli *et al*, 2007). En este sentido, el estudio de Vicente-Serrano *et al*. (2025) indica que la disminución de los recursos hídricos se debe asociar directamente al crecimiento del bosque en las cabeceras de las cuencas y a la expansión de los cultivos de regadío. Este escenario sugiere que ciertos cambios de los usos del suelo en las áreas de cabecera podrían contribuir a incrementar dichos recursos. El objetivo de este estudio es analizar la respuesta hidrológica en períodos secos y compararla con la respuesta en períodos normales y húmedos, en 4 situaciones de uso del suelo/cubierta vegetal en el Pirineo Central.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El estudio se ha realizado en el Pirineo Central, en el área de cabecera del río Aragón (Huesca). El registro de caudales se ha obtenido en cuatro cuencas experimentales (Figura 1) ubicadas en la media montaña (875-1340 m.s.n.m.) en situación climática, geográfica y geológica similar, pero con distintos usos del suelo y cubierta vegetal.

El clima es mediterráneo con influencia continental. La precipitación media anual es de unos 900 mm, con elevada variabilidad interanual (500-1300 mm) y la temperatura media ronda los 10ºC con máximas que pueden alcanzar los 35ºC y mínimas de -14ºC. El substrato está formado por turbiditas y margas.

La cuenca de San Salvador (92 ha) está monitorizada desde 1999 y muestra un ambiente forestal natural, dominados por la presencia de *Pinus sylvestris*, *Fagus sylvatica* y *Quercus faginea* con un sotobosque de matorral denso.

Los suelos son profundos y bien desarrollados, especialmente en la ladera norte.
La cuenca de Arnás (284 ha) está monitorizada desde 1996 y muestra un ambiente de cultivos abandonados que se está recolonizando de manera natural por *Pinus nigra* y *P. sylvestris* desde la década de 1950. También muestra un sotobosque de matorral denso y los suelos están modificados por la actividad agraria del pasado.

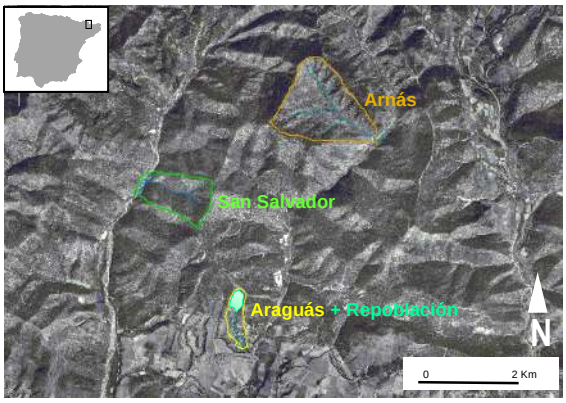


Figura 1. Localización de las cuencas experimentales.
Figure 1. Location of experimental catchments.

La cuenca de Araguás (45 ha) y la subcuenca Repoblación (12 ha) se monitorizaron en 2005 y 2012 respectivamente, y muestran los ambientes más alterados y degradados. En la zona baja de la cuenca destaca la presencia de cárcavas muy desarrolladas y alta dinámica geomorfológica. Están encajadas entre campos de cultivo abandonados que se utilizan actualmente como pastos. La parte superior de la cuenca presenta una ladera totalmente modificada mediante terrazas de cultivos que fueron abandonados en la década de 1950 y reforestada con *P.nigra* y *P.sylvestris* en la década de 1960.

3. METODOLOGÍA

Las cuencas están equipadas con canal de aforo, sonda de presión y/o ultrasonidos para el registro del nivel de agua cada 5 minutos y de la precipitación mediante pluviómetro automático de balancín.
Para la identificación de los períodos de sequía se ha usado el índice SPEI (Vicente-Serrano *et al*., 2010) que se obtiene a partir de los registros de precipitación y temperatura. Proporciona valores entre -3 y +3, indicando los valores negativos déficit de precipitación y los positivos un superávit. Se calculó el índice para intervalos de 12 y 24 meses. Los periodos de precipitación seco, normal y húmedo se diferenciaron a partir de un valor umbral de SPEI ±0,84.
Para analizar las similitudes en la respuesta hidrológica entre periodos secos, normales y húmedos se ha utilizado el test ANOVA.

4. RESULTADOS

El índice SPEI entre 1961 y 2022, calculado para periodos de 12 y 24 meses (Figura 2 A y B) muestra que la frecuencia y severidad de los eventos de sequía ha ido aumentando en las últimas décadas. Desde el año 1980 se registraron hasta 3 sequías severas y otras 6 de menor intensidad.

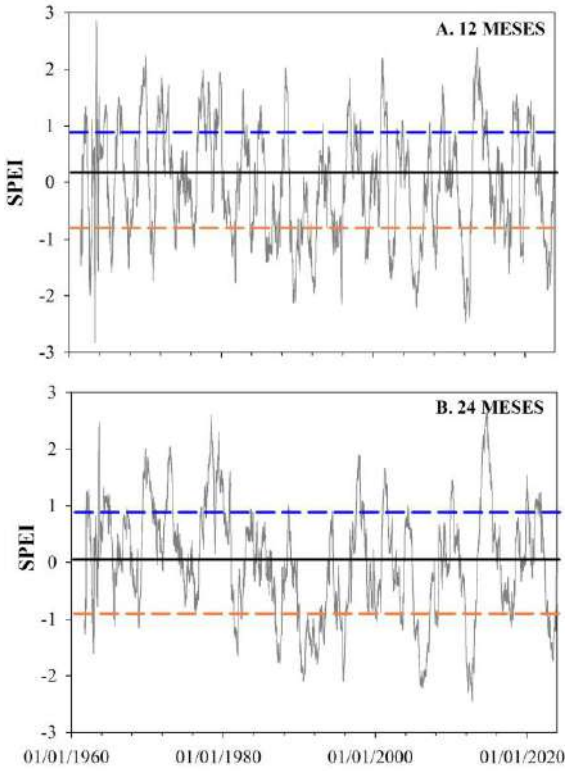


Figura 2. Índice SPEI para 12 (A) y 24 (B) meses.
Figure 2. SPEI index for 12 (A) and 24 (B) months.

La tabla 1 muestra los valores de precipitación y escorrentía media anual en las cuatro cuencas experimentales. Los valores de precipitación en las cuencas de San Salvador y Arnás son similares y sensiblemente mayores a los registrados en la cuenca doble de Araguás. La mayor intensidad de escorrentía se produce en la cuenca de Araguás (cárcavas), los valores más bajos se registran en San Salvador (forestal) y Araguás repoblación (reforestación) mientras en la cuenca de Arnás (revegetación natural) los valores son intermedios.

La distribución de la escorrentía en relación con el SPEI de 1 año (Figura 3) sugiere que la mayor diferencia entre periodos secos, normales y húmedos se producen en el ambiente forestal, siendo estadísticamente significativa entre seco y húmedo, mientras los períodos normales muestran alguna similitud con los secos y húmedos.

Tabla 1. Precipitación., escorrentía y coeficiente de escorrentía en las cuatro cuencas experimentales.
Table 1. Precipitation, runoff and runoff coefficient in the four experimental catchments.

	P (mm)	E (mm)	CE
S. Salvador	894,4±188,6	254,5±197,2	0,25±0,15
Arnás	862,8±200,1	275,9±110,5	0,32±0,10
Araguás	687,8±129,1	319,9±135,2	0,46±0,17
Repoblación	687,8±129,1	167.0±134,0	0,22±0,15

En cambio, en la cuenca de colonización natural, los años secos son distintos de los normales y húmedos, que son similares entre sí. El comportamiento es similar en la cuenca de Araguás (cárcavas + repoblación). Sin embargo, la subcuenca de repoblación muestra que los años secos y normales son parecidos, pero distintos de los húmedos.

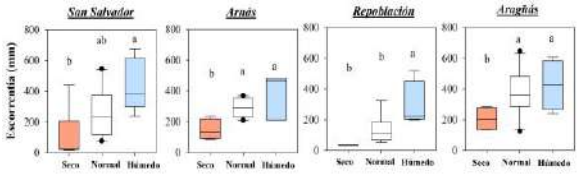


Figura 3. Descriptores estadísticos de la escorrentía en las cuatro cuencas experimentales, en periodo de 1 año y condiciones de precipitación seco, normal y húmedo. Las letras a-b muestran las semejanzas/diferencias estadísticas analizadas entre las tres situaciones.
Figure 3. Statistical descriptors of runoff in the four experimental catchments, over a 1-year period and under dry, normal, and wet precipitation conditions. Letters a-b show the statistical similarities/differences analysed between the three situations.

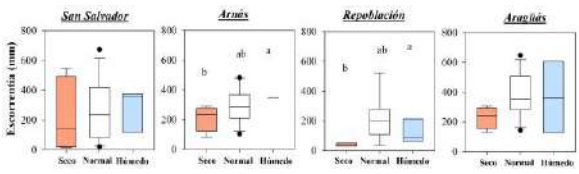


Figura 4. Descriptores estadísticos de la escorrentía en las cuatro cuencas experimentales, en periodo de 2 años y condiciones de precipitación seco, normal y húmedo. Las letras a-b muestran las semejanzas/diferencias estadísticas analizadas entre las tres situaciones
Figure 4. Statistical descriptors of runoff in the four experimental catchments, over a 2-year period and under dry, normal, and wet precipitation conditions. Letters a-b show the statistical similarities/differences analysed between the three situations.

Sin embargo, al utilizar el SPEI de 2 años para discriminar los períodos secos, normales y húmedos, los resultados obtenidos son algo distintos (Figura 4). En este caso el ambiente forestal no muestra distinciones entre los años secos, normales y húmedos, lo cual sugiere que la influencia de las condiciones antecedentes tiene un mayor alcance temporal. De igual manera el efecto de los eventos extraordinarios en períodos secos se aprecia en la amplia distribución de valores. El ambiente más degradado tampoco muestra diferencias estadísticas significativas entre periodos secos, normales y húmedos, lo cual también podría apuntar hacia una trascendencia destacada de los eventos extraordinarios durante situaciones de sequía. Los ambientes de colonización natural y reforestación presentan respuestas similares en ambos casos, siendo estadísticamente diferentes las condiciones de sequía y humedad, mientras las situaciones de precipitación normal presentan similitudes con ambos períodos.
Es interesante mencionar que en condiciones de sequía la repoblación forestal registró las menores repuestas hidrológicas, lo cual contrasta mucho con lo registrado en el bosque natural.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La varianza que muestra la escorrentía parece estar asociada al tipo de uso del suelo, la cubierta vegetal y el estado hídrico antecedente. En este sentido, el ambiente forestal muestra la mayor variabilidad en comparación con los otros tres escenarios analizados. Merece especial atención la elevada varianza de la escorrentía en condiciones secas, siendo este efecto especialmente determinante en el análisis con 2 años de precipitación antecedente. Esto explica que la escorrentía pueda ser abundante en años secos o escasa en años húmedos (Figura 5). Con respecto a este resultado se debe tener en cuenta que en ambientes forestales la recuperación del déficit hídrico es más lenta que en otros usos del suelo (García-Ruíz *et al*., 2011) lo cual se manifiesta en que la respuesta hidrológica está fuertemente asociada al estado de la reserva hídrica y los flujos subsuperficiales (Lana-Renault *et al*., 2011).
Asimismo, estos resultados son coherentes con otros estudios en los que se ha constatado la importancia del tipo de cubierta vegetal y las características del suelo en la respuesta hidrológica, por su efecto en la interceptación y evapotranspiración (Llorens y Domingo, 2007)

en la capacidad de infiltración (Regües *et al*., 2017) y en el estado del nivel freático (Juez *et al*., 2021). Las importantes diferencias observadas entre el bosque natural y la repoblación forestal se atribuyen principalmente a las condiciones edáficas (Nadal-Romero *et al*., 2016). En este sentido, es interesante concluir que la reforestación favorece la regeneración del estrato arbóreo de la cubierta vegetal, pero no se ha constatado tras varias décadas, que tenga algún efecto positivo en acelerar la regeneración del suelo y sus propiedades hídricas más allá del horizonte más superficial.

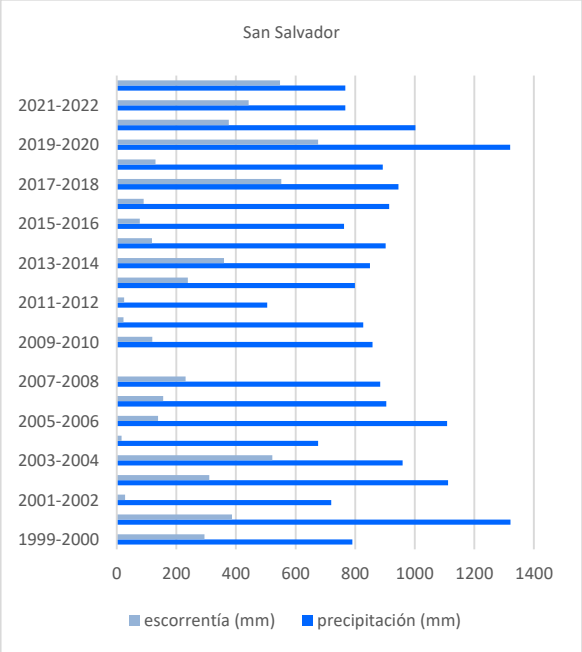


Figura 5. Precipitación y escorrentía anual en la cuenca forestal de San Salvador.
Figure 5. Annual precipitation and runoff in the San Salvador catchment.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha financiado gracias al proyecto MOUNTWATER (TED2021-131982BeI00 del MCIN y AEI https://doi.org/10.13039/501100011033).

REFERENCIAS BIBLIGRÁFICAS

Diffenbaugh, N.S., Pal, J.S., Giorgi, F., Gao, X., 2007. Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot. *Geophysical Research Letters* 34, L11706. https://doi.org/10.1029/2007GL030000

García-Ruiz, J.M., Lopez-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Lasanta-Martinez, T., Beguería, S., 2011. Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth Science Reviews* 105, 121–139. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.01.006.

Gimbel, K.F., Puhlmann, H., Weiler, M., 2016. Does drought alter hydrological functions in forest soils? *Hydrological and Earth System Science* 20, 1301–1317. https://doi.org/10.5194/hess-20-1301-2016.

Juez, C., Peña-Angulo, D., Khorchani, M., Regües, D., Nadal-Romero, E., 2021. 20-Years of hindsight into hydrological dynamics of a mountain forest catchment in the Central Spanish Pyrenees. *Science of the Total Environment* 766, 142610. https://doi.org/10.1016/jscitotenv.2020.142610.

Lana-Renault, N., Latron, J., Karssenberg, D., Serrano-Muela, P., Regües, D., Bierkens, M.F.P., 2011. Differences in stream flow in relation to changes in land cover: A comparative study in two sub-Mediterranean mountain catchments. *Journal of Hydrology* 411 (3–4), 366–378. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.10020.

Lasanta, T., Errea, M.P., Nadal-Romero, E., 2017. Traditional agrarian landscape in the Mediterranean mountains. A regional and local factor analysis in the Central Spanish Pyrenees. *Land Degradation & Development* 28(5), 1626–1640. https://doi.org/10.1002/ldr.2695

López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Morán-Tejeda, E., Zabalza, J., Lorenzo-Lacruz, J., García-Ruiz, J.M., 2011. Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the Ebro basin. *Hydrology and Earth System Science* 15, 311–322. https://doi.org/10.5194/hess-15-311-2011

Llorens, P., Domingo, F., 2007. Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe. *Journal of Hydrology* 335 (1–2), 37–54. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.032.

Nadal-Romero, E., Cammeraat, E., Serrano-Muela, M.P., Lana-Renault, N., Regües, D., 2016. Hydrological response of an afforested catchment in a Mediterranean humid mountain area: a comparative study with a natural forest. *Hydrological Processes* 30 (15), 2717–2733. https://doi.org/10.1002/hyp.10820.

Peña-Angulo, D., Vicente-Serrano, S.M., Domínguez-Castro, F., Noguera, I., Tomas- Burguera, M., López-Moreno, J.I., Lorenzo-Lacruz, J., El Kenawy, A., 2021. Unravelling the role of vegetation on the different trends between climatic and hydrologic drought in headwater catchments of Spain. *Anthropocene* 36, 100309. https://doi.org/10.1016/j.ancene.2021.100309.

Regües, D., Badía, D., Echeverría, M.T., Gispert, M., Lana-Renault, N., León, J., Nadal-Romero, E., Pardini, G., Serrano-Muela, P., 2017. Analysing the effect of land uses and vegetation cover on soil infiltration in three contrasting environments in north east Spain. *Geographical Research Letters* 43(1), 141-169. https://doi.10.18172/cig.3164.

Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I. 2010. A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Journal of Climate*, 23, 1696-1718. https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1

Vicente-Serrano, S.M., El Kenawy, A., Peña-Angulo, D., Lorenzo-Lacruz, J., Murphy, C., Hannaford, J., Dadson, S., Stahl, K., Noguera, I., Fraquesa, M., Fernández-Duque, B., Domínguez-Castro, F., 2025. Forest expansion and irrigated agriculture reinforce low river flows in southern Europe during dry years. *Journal of Hydrology* 653, 132818. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2025.132818

Viviroli, D., Dürr, H.H., Messerli, B., Meybeck, M., Weingartner, R., 2007. Mountains of the world: water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance. *Water Resources Research* 43, W07447. https://doi.org/10.1029/2006WR005653

Weiß, M., Flörke, M., Menzel, L., Alcamo, J., 2007. Model-based scenarios of Mediterranean droughts. *Advances in Geosciences* 12, 145–151. https://doi.org/10.5194/adgeo-12-145-2007.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 231-234. ISBN: 978-84-10345-81-2

ANÁLISE DA EROSÃO HÍDRICA DE SOLOS NUMA PARCELA DE VINHA: UM CASO DE ESTUDO BASEADO EM IMAGENS LIDAR NO NORTE DE PORTUGAL

Soil Water Erosion analysis in a vineyard plot: a case study based on Lidar images in Northern Portugal

Sara Teixeira[1]; Susana Pereira[2,3]; Carlos Bateira[4] y José Teixeira[2]

1. Mestrado em Sistema de Informação Geográfica e Ordenamento do Território, Faculdade de Letras da Universidade do Porto; Via Panorâmica, s/n, 4150-564 Porto; steixeira@letras.up.pt
2. Centro de Estudos em Geografia e Ordenamento do Território, Faculdade de Letras da Universidade do Porto; Via Panorâmica, s/n, 4150-564 Porto.
3. Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa; Rua Branca Edmée Marques, edifício IGOT. 1600-276, Lisboa.
4. RisKam, IGOT, ULisboa/FLUP, UPorto; Via Panorâmica, s/n, 4150-564 Porto.

Abstract: This study analyze water erosion processes on an agricultural plot located in a Mediterranean region in the North of Portugal, using the Simulated Water Erosion physical model based on a high-resolution Digital Elevation Model (0,25 cm/pixel) obtained from Lidar imagery. It was thus possible to identify critical areas of runoff and soil loss in the experimental plot contributing area. The model was also validated through topographic profiles and fieldwork, ensuring its accuracy and feasibility. The results support local-scale measures proposals to mitigate erosion and promote sustainable soil management.

Palabras clave: Erosión hídrica, SIMWE, Gestión del suelo, Mediterráneo, Culturas permanentes.
Keywords: Water erosion, SIMWE, Soil management, Mediterranean, Permanent Crops.

1. INTRODUÇÃO

A erosão hídrica do solo tem inúmeras consequências, afetando gravemente a qualidade da água potável, desequilibrando os ecossistemas, promovendo a eutrofização e a diminuição da matéria orgânica (Panagos *et al.*, 2015; Morgan, 2005, Blanco-Canqui e Lal, 2010; Cerdan *et al.*, 2010). Este processo também contribui para o aumento das emissões de gases com efeito de estufa, a poluição e salinização da água, comprometendo a saúde dos solos e a produtividade agrícola, podendo mesmo conduzir à desertificação ou à formação de *badlands* (Bakker *et al.*, 2008).

Nas regiões mediterrânicas, a intensidade da erosão do solo é particularmente elevada. É favorecida pela fraca cobertura vegetal decorrente das altas temperaturas no verão, e pela escassa precipitação, concentrada em curtos períodos e que provocam perdas significativas de matéria orgânica (Morgan, 2005). Nessas regiões encontram-se ainda declives acentuados, intensa atividade agrícola, fragilidade do solo e adoção de práticas de gestão do solo que provocam a sua modificado (García-Ruiz *et al.*, 2013; Morgan, 2005; Cerdan *et al.*, 2010). Em áreas agrícolas a erosão é constante ao longo do tempo (Cerdan *et al.*, 2010).

Atualmente, a principal causa da perda de solo na Europa é a erosão hídrica, por isso a União Europeia alertou para a necessidade urgente de desenvolver estratégias eficazes de proteção dos solos (Comissão Europeia, 2021). Contudo, a definição dessas estratégias exige, antes de mais, uma avaliação rigorosa deste processo físico (Ketema e Dwarakish, 2019).

A área de estudo escolhida corresponde a uma parcela agrícola com 1,9 km² ocupada pela cultura permanente de vinha em produção orgânica, sem socalcos, localizada em Arroios, Vila Real, Portugal.

Esta parcela possui uma baixa percentagem de matéria orgânica, reduzida biodiversidade e processos erosivos lineares com capacidade para provocar o arrasto de vinhas recém-plantadas. Para a análise dos processos de erosão hídrica foi ainda necessário calcular a área de contribuição para a parcela, que se estende principalmente para este, nordeste e sudeste da mesma, apresentando uma área de aproximadamente 8,3 km² (figura 1).

O objetivo deste trabalho é avaliar a erosão hídrica do solo com base num modelo de base

física aplicado numa parcela agrícola com culturas permanentes de vinha.

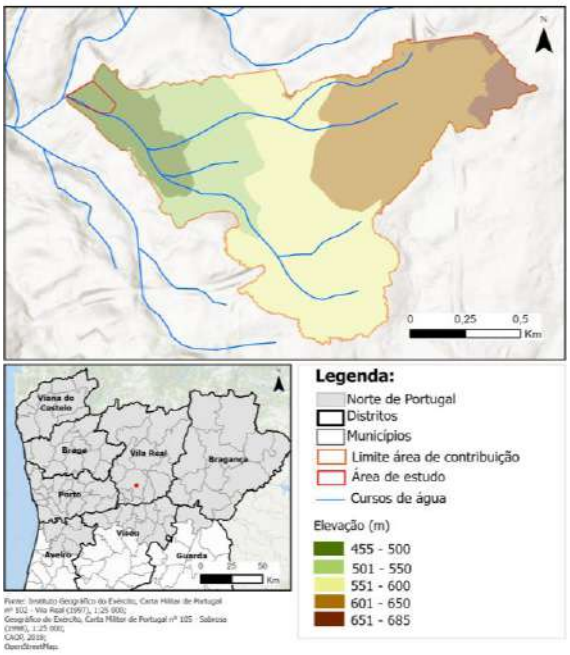


Figura 1. Enquadramento e caracterização da parcela em estudo.
Figure 1. Framework and characterization of the parcel under study.

2. DADOS E MÉTODOS

Optou-se pela utilização do modelo físico SIMWE (*Simulated Water Erosion*) por permitir simular processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos provocados pelo escoamento superficial (Fernandes *et al.*, 2017). Este modelo é adequado para a avaliação da erosão laminar, em sulcos e ravinamentos (Koco, 2011). Além disso, baseado nos princípios teóricos do projeto WEPP (*Water Erosion Prediction Project*) o modelo é adequado para simular os processos de erosão hídrica em terrenos com topografia, solo e cobertura vegetal complexos (Koco, 2011), como é o caso da área de estudo. O modelo foi desenvolvido no Sistema de Informação Geográfica de código aberto GRASS GIS, com recurso aos módulos *r.sim.water* e *r.sim.sediment*. O elemento base de toda a modelação é o modelo digital de elevação (MDE) da área contributiva da parcela em estudo. Para o processamento do modelo foi utilizado um MDE de alta resolução (0,25 cm/pixel), processado a partir de uma nuvem de pontos (10 pontos/m²) obtida através de um voo com sensor LiDAR, realizado em 2024. O elevado nível de detalhe deste MDE constituiu um elemento fundamental para a precisão e fiabilidade deste modelo de erosão hídrica, captando detalhadamente a morfologia da superfície, as microformas e variações topográficas geradas pela atividade agrícola, que influenciam diretamente os padrões de escoamento superficial, acumulação de água e transporte de sedimentos.

Na modelação SIMWE foram utilizados os seguintes parâmetros:

a) Excesso de precipitação (mm/h): 17.38. Este valor foi obtido a partir dos registos da estação meteorológica da Fundação Casa de Mateus, considerando a série de precipitação horária entre 2014 e 2025. Este valor baseia-se no evento de 28/05/2018, com 18,0 mm de precipitação diária, do qual foi subtraída a média da taxa de infiltração estabilizada (0,619 mm/h) (Fernandes et *al.*, 2017);
b) Infiltração do solo (mm/h): 0,5 (Berhau *et al.*, 2013);
c) Coeficiente de rugosidade de Manning: 0,08 (Papaioannou et al., 2018);
d) Capacidade de transporte de sedimentos (s): 0,001 (Neteler e Mitasova, 2008 in Fernandes *et al.*, 2017);
e) Capacidade de destacamento (s/m): 0,001 (Neteler e Mitasova, 2008 in Fernandes *et al.*, 2017);
f) Tensão de cisalhamento crítica (Pa): 0,5 (Neteler e Mitasova, 2008 in Fernandes *et al.*, 2017).

3. RESULTADOS

A Figura 2 apresenta os resultados da simulação realizada com o modelo SIMWE. A imagem encontra-se dividida em dois mapas: o mapa A ilustra o balanço entre a erosão e a deposição de sedimentos, enquanto o mapa B representa o caudal de água (m³/s) resultante do escoamento superficial.

O mapa A permite concluir que na área de estudo predomina a perda de solo por erosão hídrica, verificando-se um balanço negativo em 0,75 m^2 (42,4%) da área de estudo. Por outro lado, o balanço positivo verifica-se em 0,77m^2 (43,4%) da área de estudo e o estado de equilíbrio ocorre nos restantes 14,1% da área de estudo.

O mapa B representa a intensidade da descarga de água. Os maiores valores de descarga (> 0,11 m³/s), coincidem com as linhas preferenciais de escoamento superficial, convergindo para os setores de cota mais baixa da parcela. Estas áreas são particularmente relevantes porque representam a formação de sulcos mais

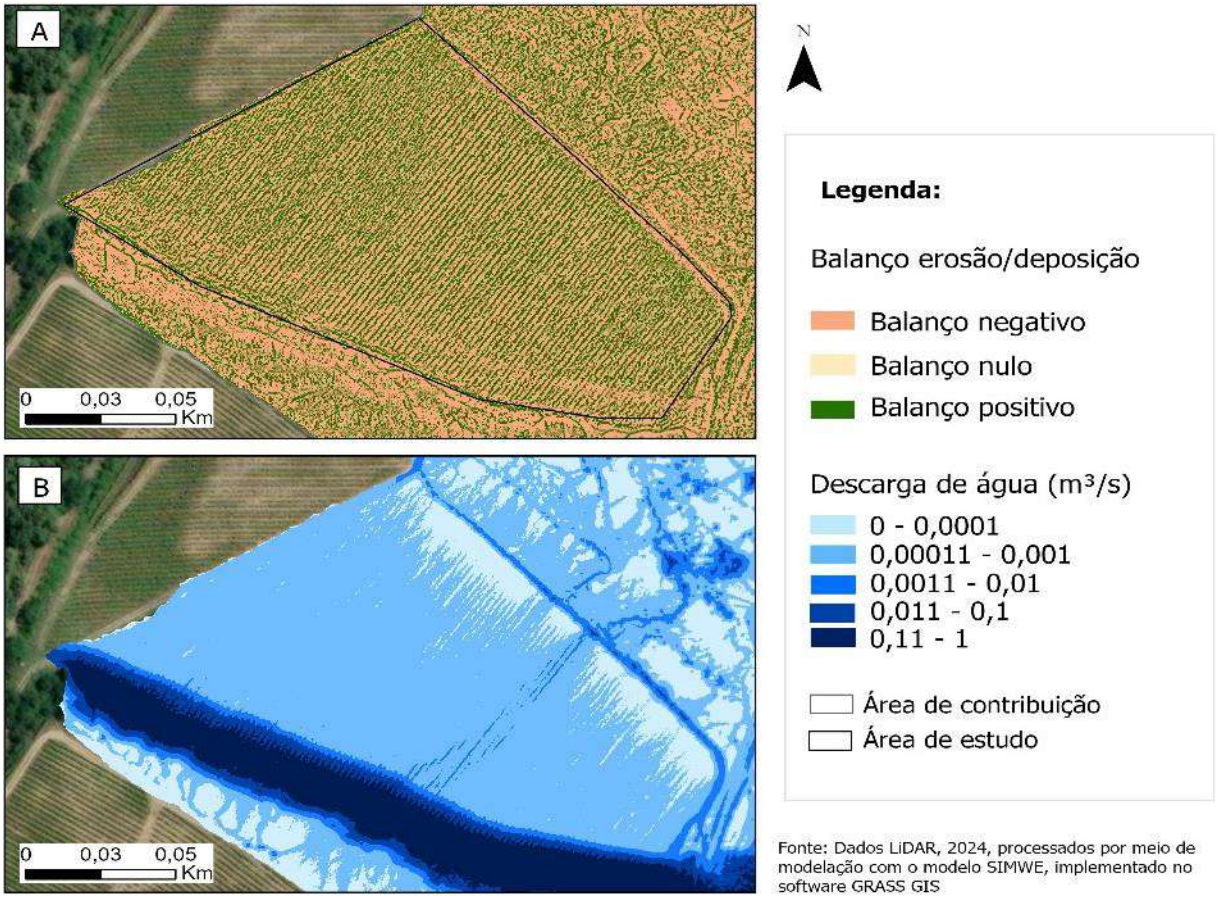


Figura 2. Simulação de processos erosivos e escoamento com o modelo SIMWE
Figure 2. Simulating erosion and runoff processes with the SIMWE model

profundos devido à elevada concentração de fluxo.Além disso, é ainda possível ver os fluxos superficiais de água concentrados nos caminhos que envolvem os limites da parcela, e ainda em algumas linhas entre culturas.

A análise integrada dos dois mapas permite verificar uma correspondência espacial entre as zonas de elevada descarga e as áreas de maior erosão ou com processos erosivos visíveis no local, o que confirma a eficácia do modelo SIMWE na identificação de zonas críticas. Além disso, permite diagnosticar uma suscetibilidade à erosão hídrica ao longo das linhas de declive acentuado e nas entrelinhas das vinhas, enquanto as zonas de deposição localizam-se na parte inferior da parcela, onde a energia do escoamento é dissipada.

Uma vez que reforçar a cobertura vegetal e promover a atração de fauna, por si só não teriam sido suficientes para controlar a erosão, optou-se por propor um conjunto de medidas estruturais e biológicas. Esta escolha tem o objetivo de aumentar a sustentabilidade a longo prazo e diminuir o distúrbio ecossistémico, sem colocar constrangimentos à atividade agrícola.

Estes resultados são fundamentais para a definição de estratégias de conservação do solo, tais como a instalação de estruturas físicas para controlar e desviar os fluxos de água nos caminhos, a plantação de cobertura vegetal nas entrelinhas e a aposta na atração da biodiversidade.

4. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

O modelo SIMWE foi validado com base em observações de campo, assegurando a fiabilidade e a precisão dos resultados simulados. A sua aplicação permitiu uma análise espacial detalhada da dinâmica da erosão hídrica na bacia de contribuição da parcela em estudo, fornecendo uma visão integrada dos processos hidrológicos e sedimentares à escala local. Através da simulação dos fluxos de água e sedimentos, foi possível identificar zonas críticas de perda de solo e compreender os padrões de escoamento superficial na área de estudo. Esta informação foi essencial para fundamentar a implementação de estratégias de mitigação eficazes, ajustadas às especificidades

topográficas e hidrológicas da área de estudo, de forma a promover a resiliência dos sistemas agrícolas e a aplicação prática do conhecimento científico na gestão do território.

AGRADECIMIENTO

Este trabalho foi financiado pelo projeto LivingSoiLL "Healthy Soil to Permanent Crops Living Labs", Horizonte Europa financiado pela Comissão Europeia ao abrigo do Grant Agreement 101157502 no âmbito da Missão da UE "A Soil Deal for Europe".
Este trabalho foi financiado por fundos nacionais através da FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P., no âmbito do projeto UID/04084 – Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bakker, M. M, Govers, G, Van Doorn, A, Quetier, F, Chouvardas, D, e Rounsevell, M. (2008). The response of soil erosion and sediment export to land-use change in four areas of Europe: The importance of landscape pattern. *Geomorphology*, Volume 98, Issues 3–4, 213–226. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.027

Blanco-Canqui, H., e Lal, R. (2010). Principles of Soil Conservation and Management. Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8709-7

Cerdan, O, Gover, G, Le Bissonnais, Y, Van Oost, K, Poesen, J, Saby, N, Gobin, A, Vacca, A, Quinton, J, Auerswald, K, Klik, A, Kwaad, F. J. P. M, Raclot, D, Ionita, I, Rejman, J, Rousseva, S, Muxart, T, Roxo, M. J, e Dostal, T. (2010). Rates and spatial variation in Europe: A study based on erosion plot data. *Geomorphology*. https://doi.org/doi.10.1016/j.geomorph.2010.06.011

Comissão Europeia. (2021, novembro 17). Estratégia de Proteção do Solo da UE para 2030 Colher os benefícios dos solos saudáveis para as pessoas, a alimentação, a natureza e o clima.

Fernandes, J, Bateira, C, Soares, L, Faria, A, Oliveira, A, Hermenegildo, C, Moura, R, e Gonçalves, J. (2017). SIMWE model application on susceptibility analysis to bank gully erosion in Alto Douro Wine Region agricultural terraces. *CATENA*, 153, 39–49. https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.01.034

García-Ruiz, J. M, Nadal-Romero, E, Lana-Renault, N, e Beguería, S. (2013). Erosion in Mediterranean landscapes: Changes and future challenges. *Geomorphology*,198,20–36. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.023

Ketema, A, e Dwarakish, G. S. (2019). Water erosion assessment methods: A review. ISH Journal. https://doi.org/doi.10.1080/09715010.2019.1567398

Koco, S., 2011. Simulation of gully erosion using the SIMWE model and GIS. *Landform Analysis*Vol. 17, 81–86.

Morgan, R. P. C. (2005). *Soil erosion and conservation* (3rd ed). Blackwell Pub.

Panagos, P, Borrelli, P, Poesen, J, Ballabio, C, Lugato, E, Meusburger, K, Montanarella, L, e Alewell, C. (2015). The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science & Policy*, 54,438–447. https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.08.012

Papaioannou, G, Efstratiadis, A, Vasiliades, L, Loukas, A, Papalexiou, S, Koukouvinos, A, Tsoukalas, I, e Kossieris, P. (2018). An Operational Method for Flood Directive Implementation in Ungauged Urban Areas. *Hydrology*, https://doi.org/10.3390/hydrology5020024

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 235-238. ISBN: 978-84-10345-81-2

INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA DE LA ZONA CENTRO DE LA CUENCA DEL RÍO PAUTE, ECUADOR

An Inventory of Mass Movements in the Central Zone of the Paute River Basin, Ecuador

Raisa Torres-Ramírez[1,2] y Juan Antonio Marco Molina[2]

1. GYGA-Earth (Grupo de Investigación Geología y Geofísica Aplicada). Escuela de Ciencias de la Tierra, Energía y Ambiente, Universidad Yachay Tech. Hcda. San José y Proyecto Yachay, 100115, San Miguel de Urcuquí (Imbabura), Ecuador. ritorres@yachaytech.edu.ec
2. MedSPai (Grupo de Investigación sobre Medio, Sociedad y Paisaje). Departamento Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Filosofía y Letras, Universidad de Alicante. Carretera San Vicente del Raspeig, s/n, 03690, San Vicente del Raspeig (Alicante), España.

Abstract: The mountainous relief of Ecuador has historically been shaped by slope processes, resulting in large-scale events such as the 1993 La Josefina landslide. This underscores the need to advance our understanding of landslide-prone environments. Here, we present a detailed inventory of mass movements in the central zone of the Paute River basin, offering new insights into the geomorphological behavior of this southern intermontane basin.

Palabras clave: Geomorfología, Movimientos en masa, Inventario, Cuenca del Río Paute, Ecuador.
Keywords: Geomorphology, Mass movements, Inventory, Paute River basin, Ecuador.

1. INTRODUCCIÓN

Los movimientos en masa son fenómenos de origen natural que cada año provocan grandes afectaciones sobre las personas y sus bienes alrededor de todo el mundo. Estos eventos están asociados a procesos gravitacionales que modelan a las laderas, condicionados por factores geológicos, geomorfológicos, hidrológicos y/o climáticos; si bien, la actividad antrópica es también relevante.

El estudio de la evolución de los procesos de ladera desarrollado por King (1942) destaca el papel del retroceso remontante de las laderas, así como la influencia del tipo de material, la pendiente y los factores desencadenantes (Twidale y Milnes, 1983). El desplazamiento de material a favor de la pendiente, es parte de la dinámica natural de los relieves desde tiempos históricos; no obstante, con el asentamiento de las poblaciones en lugares, desde su propia perspectiva, propicios para su desarrollo plantea una problemática que cada vez se amplifica más en magnitud e intensidad.

Ecuador, un país atravesado de norte a sur por la Cordillera de los Andes, presenta sistemas montañosos típicos de procesos orogénicos, en los que los movimientos en masa ocurren de manera recurrente especialmente en la temporada invernal, impactando tanto en áreas urbanas como rurales.

Los registros de eventos acontecidos en Ecuador, muestran grandes volúmenes de material desplazado que llegan a formar un embalse al bloquear el cauce principal que fluye a lo largo del pie de la ladera involucrada. La Josefina (1993) (Figura 1-a) el mayor evento ocurrido en el país, es un deslizamiento de 252 ha que bloqueó el flujo del Río Paute por 33 días (Plaza y Egüez, 1993). Similar a la Armenia (2021), Pimampiro (2021) y Ramos Danta (2025) (Figura 1-b, d, e). Alausí (2023) evidencia el retroceso remontante de las laderas (Figura 1-c).

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del río Paute, la segunda más grande de Ecuador, forma parte de las cuencas intermontanas al sur del país, destacándose por su importancia hidrometeorológica fundamental para el abastecimiento del sistema hidroeléctrico nacional. En la zona centro de la cuenca tuvo lugar el mega-deslizamiento La Josefina, lo que impulsó la implementación de acciones técnicas y proyectos por parte de instituciones nacionales, apoyados por organismos internacionales, enfocándose especialmente en los afluentes ubicados al sur de la cuenca (PRECUPA, 1996). Esta comunicación presenta el análisis detallado de los movimientos en masa presentes en la zona centro de la cuenca, abarcando las microcuencas de los ríos Tambo, Galuay, Déleg, Burgay Alto,

Burgay Bajo, Tabacay, Cutilcay, Paute y Paute Ancay.



Figura 1. Mega-deslizamientos ocurridos en Ecuador. (a) La Josefina, 1993 (El Mercurio, 2018), (b) La Armenia, 2021 (FIGEMPA Webinar, 2021), (c) Alausí, 2023 (El Comercio, 2022), (d) San José de Aloburo, 2021 (Vázquez, 2022) y (e) Ramos Danta, 2025.
Figure 1. Mega-slides ocurred in Ecuador. La Josefina, 1993 (a), La Armenia, 2021 (b), Alausí, 2023 (c), San José de Aloburo, 2021 (d) y Ramos Danta, 2025 (e).

Esta sección de la cuenca carece de información sistematizada sobre inestabilidad de laderas, a pesar de presentar evidencias claras de movimientos de terreno asociados a materiales ígneos, sedimentarios y metamórficos distribuidos a lo largo de toda el área (Figura 2).

3. METODOLOGÍA

En primer lugar, se recopiló la información cartográfica disponible sobre geología (Steinmann, 1997, Steinmann et al., 1999 y Hungerbühler et al., 2002), y cobertura y uso del suelo (SIGTIERRAS, 2015). Con la base de datos sobre el registro de atenciones provista por la Secretaría Nacional de Gestión de Riesgos y Emergencias 2013-2024 (2024), se pudieron conocer las coordenadas de ubicación de los movimientos en masa. Es importante destacar que esta información sirvió de mucha ayuda para corroborar la información que se presenta.
Desde inicios del 2020 hasta finales de 2024, se llevaron a cabo campañas de campo a lo largo de las 67000 ha que abarca el área de estudio; esto permitió reconocer las características específicas que presentan estos desplazamientos de terreno.
En este sentido, en campo se han levantado varios vuelos fotogramétricos con dron para validar el comportamiento de estos eventos. La técnica de fotointerpretación de cada evento, así como la composición cartográfica de los resultados que se presentan se ejecutó con ayuda del software libre QGis versión 3.16. De este modo, se logró establecer un inventario de 422 movimientos en masa que contiene la información de tipo de movimiento, con una subclasificación referida al tipo de actividad, así como a su relación con la geología, cobertura y uso del suelo, para lo cual se utilizó la herramienta Sampling Tools.

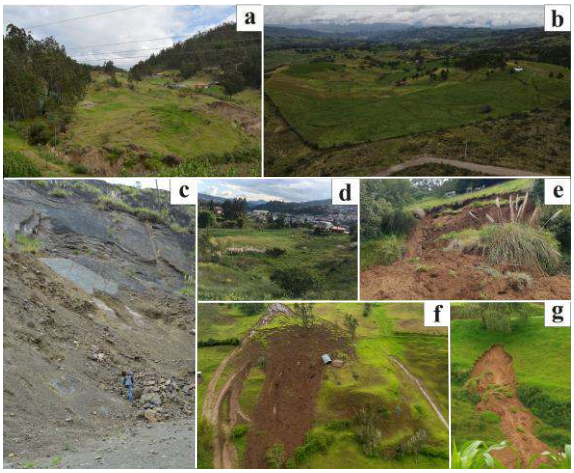


Figura 2. Movimientos en masa presentes en la zona centro de la cuenca del Río Paute. Movimientos complejos (a, f), solifluxión (b), caída de rocas (c), subsidencia (d), deslizamiento rotacional (e) y flujos de lodo (g).
Figure 2. Mass movements in the central zone of the Paute river basin. Complex movements (a, f), solifluxion (b), rock fall (c), subsidence (d), rotational slide (e) and mudflow (g).

4. RESULTADOS

Este inventario de movimientos en masa desarrollado en la zona centro de la cuenca del Río Paute presenta la información detallada de 422 eventos identificados (Figura 3). El archivo refleja que en esta área existen: deslizamientos rotacionales activos (87), deslizamientos rotacionales inactivos (91), deslizamientos traslacionales activos (17), flujos de lodo activos (2), flujos de lodo inactivos (3), hundimientos activos (2), cono de derrubios (1), talud de derrubios (3), reptación activa (76), solifluxión activa (21), movimientos complejos activos (72) y movimientos complejos inactivos (47).
La microcuenca del Río Burgay Bajo contiene 126 eventos, siendo mayor la presencia de deslizamientos rotacionales activos e inactivos, mientras que en la microcuenca del Río Burgay Bajo existen 66 eventos, siendo los rotacionales activos los más comunes; en ambos casos, estos

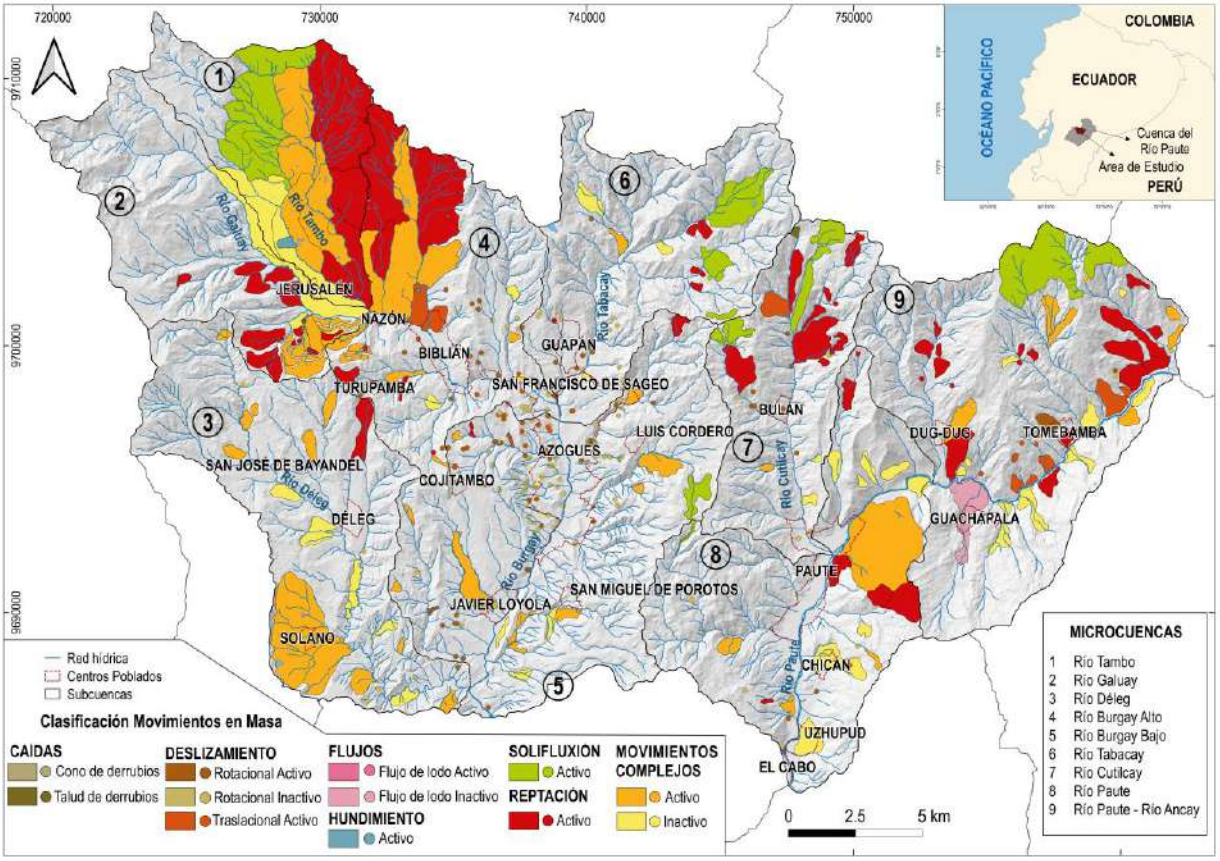


Figura 3. Inventario de movimiento en masa para la zona centro de la cuenca del Río Paute, Ecuador. Sistema WGS 84 Z 17 S.
Figure 3. Mass movements inventory in the Central Zone of the Paute River Basin, Ecuador. System WGS 84 Z 17 S.

eventos están relacionados con los materiales sedimentarios. Por otro lado, la microcuenca del Río Paute – Río Ancay presenta 57 eventos, contando con mayor número los movimientos complejos activos presentes en los materiales metamórficos. La microcuenca del Río Tabacay tiene 36 eventos, su mayoría relacionada a los movimientos rotacionales activos.

La microcuenca del Río Cutilcay contiene 32 eventos, siendo las reptaciones a más de 2.850 m s.n.m. los más representativos. Las microcuencas de los Ríos Galuay y Tambo presentan 28 y 27 eventos, respectivamente. La actividad de estos desplazamientos está relacionada con reptaciones y movimientos complejos activos. La microcuenca del Río Paute, compuesta principalmente por materiales metamórficos, muestra 26 eventos, donde los más comunes son los movimientos complejos activos e inactivos. Finalmente, la microcuenca del Río Déleg al suroeste del área de estudio conformada por el relleno sedimentario, contiene el menor número de eventos siendo estos 24, presentándose con mayor frecuencia los movimientos complejos activos.

En la Tabla 1 se presenta el contraste por formación geológica y litología de cada tipo de movimiento, esto permitió interpretar a detalle cuáles son los materiales específicos involucrados por cada tipo de evento. Con esto se pudo conocer que el miembro compuesto por arenisca tobácea y arcillas de la Fm. Guapán es donde existe mayor número de deslizamientos rotacionales inactivos (31).

Los deslizamientos rotacionales activos son más típicos de las lutitas, areniscas y conglomerados de la Fm. Loyola. Finalmente, las reptaciones activas están referidas a los materiales producto de la erosión y meteorización de la Unidad Alao-Paute (filitas, limolitas, arcillas).

La tabla 2 muestra el contraste de cobertura y uso del suelo para cada tipo de movimiento, esto evidencia cómo el uso del suelo pecuario típico de la crianza de ganado en zonas montañosas con coberturas de pasto cultivado, presenta reptaciones activas (59) y movimientos complejos activos (48).

La variable pendiente fue analizada para entender cuáles son los valores típicos en los que ocurren estos eventos, así el rango está entre 5° a 25°, esto principalmente para las formaciones geológicas Loyola, Biblián, Santa Rosa y Alao-Paute, corroborando que se refieren a deslizamientos rotacionales activos, movimientos complejos activos y reptaciones.

Tabla 1. Análisis de eventos por formación geológica y litología.
Table 1. Events analysis by geological formation and lithology.

Tipo MM	Formación Geológica	Litología	No. MM
Deslizamiento Rotacional activo	Loyola	Lutitas, areniscas, conglomerados	21
	Biblián	Arcillas, limos, conglomerados	18
	Guapán	Areniscas, arcillas, limolitas	14
Deslizamiento Rotacional inactivo	Guapán	Arenisca tobácea, arcillas	31
	Loyola	Lutitas, areniscas	17
	Azogues	Areniscas, limos	16
Deslizamiento Traslacional activo	Unidad Alao Paute	Arcillas, meta-andesitas	9
Movimientos complejos activos	Santa Rosa	Arcillas rojas, areniscas	17
	Mangán	Limolitas, lutitas, areniscas	11
Movimientos complejos inactivos	Unidad Alao Paute	Arcillas, meta-andesitas	16
	Fm Turi-Mb Turi	Areniscas, limolitas	11
Reptación activa	Unidad Aalo-Paute	Filitas, limolitas, arcillas	26
	Fm Santa Rosa	Arcillas rojas, areniscas	13
	Fm Turi – Mb Turi	Areniscas, limolitas	9
Solifluxión activa	Fm Tarqui	Tobas, aglomerados	9

Tabla 2. Análisis de eventos por uso y cobertura del suelo.
Table 2. Events analysis by land use and land cover.

Tipo MM	Uso del Suelo	Cobertura Suelo	No. MM
Deslizamiento Rotacional activo	Agropecuario mixto	Maíz y pasto cultivado	26
	Pecuario	Pasto cultivado	21
Deslizamiento Rotacional inactivo	Agropecuario mixto	Maíz y pasto cultivado	34
	Pecuario	Pasto cultivado	26
Deslizamiento Traslacional activo	Pecuario	Pasto cultivado	10
Movimientos complejos activos	Pecuario	Pasto cultivado	48
Movimientos complejos inactivos	Pecuario	Pasto cultivado	27
Reptación activa	Pecuario	Pasto cultivado	59
Solifluxión activa	Pecuario	Pasto cultivado	15

5. DISCUSIÓN

El inventario de movimientos en masa a detalle presentado en este trabajo se constituye como una herramienta para evaluar la susceptibilidad y la amenaza asociadas a estos procesos en el sur de Ecuador. Los eventos rotacionales activos e inactivos se refieren a colapsos principalmente en las áreas urbanas, en cambio, las reptaciones ocurren en áreas rurales de baja pendiente, mientras que los movimientos complejos son eventos compuestos por más de un tipo de evento, tal como, reptaciones que evolucionan en hundimientos o deslizamientos traslacionales.

6. CONCLUSIÓN

El inventario de movimientos en masa para la zona centro de la cuenca del Río Paute contiene 422 eventos, diferenciados por tipo de movimiento, formación geológica, pendiente, así como uso y cobertura del suelo.

AGRADECIMIENTOS

Los resultados presentados en esta comunicación son parte de la tesis doctoral denominada “Caracterización y evaluación del riesgo hidrogeomorfológico en la zona centro de la cuenca del Río Paute”. Además, agradecemos a la Universidad de Alicante, a la Universidad Yachay Tech, a la Secretaría de Gestión de Riesgos de la Zona 6, y a los Gobiernos Cantonales de Azogues, Déleg y Paute, por la información provista para esta investigación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D. E., Helg, U., y Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Elsevier*, *Earth-Science* 57, 75–124.

King, L. C. (1942). *South African scenery: A textbook of geomorphology.* Edinburgh: Oliver & Boyd

Plaza, G., y Egüez, A. (1993). Consideraciones Geológicas-Geotécnicas sobre el Deslizamiento La Josefina. *Coloquio Científico Deslizamiento La Josefina*.

SIGTIERRAS. (2015). *Cobertura y uso de la tierra de los cantones AZOGUES, BIBLIÁN, DÉLEG, PAUTE Y GUACHAPALA, escala 1:25.000. Proyecto “Levantamiento de cartografía temática a escala 1:25.000, Lotes 1 y 2.”* MAG, Consorcio Tracasa Nipsa.

Steinmann, M. (1997). *The Cuenca basin of southern Ecuador tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution*. ETH Zürich.

Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D., y Winkler, W. (1999). Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Elsevier*, *Tectonophysics*, 225–276.

Twidale, C. R., y Milnes, A. R. (1983). Slope processes active late in arid scarp retreat. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27 (3), 343–361.

Procesos litorales y eólicos



Playa del Arenal de Morís (Asturias). Fotografía de Javier Santos González.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 241-244. ISBN: 978-84-10345-81-2

IMPACTO DE LOS CAMBIOS DE USO DEL SUELO EN LAS TASAS DE SEDIMENTACIÓN DE LOS ESTUARIOS DE CANTABRIA: UN ANÁLISIS COMPARATIVO PRELIMINAR

Impact of Land Use Changes on Sedimentation Rates in Cantabria Estuaries: A Preliminary Comparative Analysis

Jaime Bonachea Pico[1], Juan Remondo Tejerina[1] y Victoria Rivas Mantecón[2]

1. Dpto. Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, jaime.bonachea@unican.es
2. Dpto. de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio, Universidad de Cantabria.

Abstract: This work focuses on analyzing the relationship between land use changes of the catchments and the sedimentation rates found in the main estuaries of Cantabria, Spain. We examine the areas affected by changes in the Cantabrian basins in several periods, corresponding to pre and post-2000 year. The hypothesis that will be tested is that an intensification of land use changes should be reflected in an increase of sedimentation rates in the estuaries. Although the greatest changes have occurred since 2000, not all catchments have experienced the same intensity of change.

Palabras clave: estuarios, cambios de uso, tasas de sedimentación, Cantabria.
Keywords: estuaries, landuse change, sedimentation rates, Cantabria.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Los estuarios son ambientes de transición, fundamentales en la interacción entre sistemas terrestres y marinos. Factores antrópicos como la gestión del territorio en la propia cuenca hidrográfica que los alimenta, pueden influir en las tasas de sedimentación (TS) y, por lo tanto, en la sostenibilidad de estos entornos.

En España existen numerosos estuarios, con aportes sedimentarios de origen fluvio-marino, con características diferentes. Algunos de esos estuarios han sido estudiados, mediante el uso de diversas técnicas, con el fin de establecer su evolución ambiental en los últimos 120 años. Los estudios se han centrado principalmente en la determinación de las TS, a partir de testigos de sondeo (*ts*) y, por otro lado, en los cambios de uso que se producen a lo largo de las cuencas. Varios autores han sugerido la existencia de una relación directa entre los cambios de uso del suelo en las cuencas y las tasas de sedimentación en los estuarios (Rivas *et al.*, 2006; Bonachea *et al.*, 2010; Bruschi *et al.*, 2013; Cendrero *et al.*, 2020).

En este trabajo, se analizará la relación existente entre tasas de sedimentación, obtenidas para diferentes estuarios en Cantabria (Bonachea *et al.*, 2024), y los cambios de uso producidos en sus cuencas durante los últimos años.

2. ÁREA DE ESTUDIO

En Cantabria hay 15 estuarios, pero solo en 6 de ellos se han extraído testigos de sondeo (*ts*) para determinar sus TS (Figura 1). De oeste a este, se han llevado a cabo sondeos en los estuarios de: Tina menor {1 *ts* en la cuenca del Nansa}; San Vicente {1 *ts*} y La Rabia {6 *ts*}; San Martín-Suances {4 *ts* en la cuenca del Saja-Besaya}; Santander {6 *ts* en la cuenca del Miera}; y Marismas de Santoña {8 *ts* en la cuenca del Asón}.

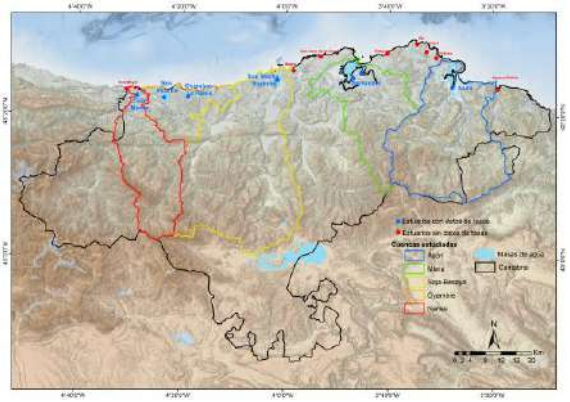


Figura 1. Delimitación de cuencas cántabras en las que se dispone de (*ts*). En azul claro, nombres de estuarios analizados; en rojo, estuarios en los que no existen sondeos. *Figure 1. Map showing Cantabrian river basins where cores exist. Light blue: names of estuaries analyzed; red: names of estuaries without cores.*

Cada uno de los estuarios analizados, salvo el de San Vicente y el de La Rabia, que han sido incluidos en la denominada cuenca de Oyambre, se sitúa en la desembocadura de uno de los principales ríos de la región, con dimensiones de sus cuencas hidrográficas muy variable (Tabla 1). Todos ellos han sufrido, en mayor o menor medida, presión antrópica, tanto en el propio estuario, mediante la ocupación de áreas intermareales y la construcción de infraestructuras que alteran su dinámica, como en las cuencas de drenaje, debido a los continuos cambios en el uso del suelo. Los efectos del clima y el aumento del nivel del mar también han afectado a estos ambientes (Rivas *et al.*, 2006; Leorri *et al.*, 2013; Bonachea *et al.*, 2024).

3. METODOLOGÍA

Los límites de las cuencas de los cauces de la red hidrográfica básica se han obtenido de la web del Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico (https://www.miteco.gob.es).

Los datos relativos a las tasas de sedimentación de los estuarios de Cantabria, obtenidos en distintos trabajos por diversos autores, han sido recopilados por Bonachea *et al.* (2024).

Los inventarios de uso del suelo del *Corine Land Cover* (CLC), para los periodos 1990, 2000, 2006, 2012 y 2018, se encuentran disponibles en la web del Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG), dependiente del Instituto Geográfico (https://centrodedescargas.cnig.es/). A partir de dichos inventarios, se han obtenido las zonas que han sufrido algún cambio de uso en los periodos (1990-2000 [Pre-2000]; 2002-2006, 2006-2012 y 2012-2018 [Post-2000]). Cabe señalar que, debido a la escala de representación (1/100000), solo se detectan cambios superiores a 25 hectáreas.

Una vez incorporada toda la información al SIG, se han extraído, para cada cuenca, las zonas que han sufrido algún cambio de uso, estimándose la superficie afectada y analizando el tipo de cambio sufrido.

A continuación, se analiza la relación existente entre la magnitud del cambio de uso de la cuenca y la variación de las tasas de sedimentación en el estuario. Para ello, tanto las tasas como los cambios han sido normalizados por tamaño de cuenca y por año. Es decir, las tasas se han convertido a porcentaje de tasa en la cuenca por año (%Tasa/Cuenca/Año); y la superficie modificada en cada cuenca, se ha transformado a porcentaje de cambio en la cuenca por año (% Cambio/Cuenca/Año). Todos los análisis se presentan para dos periodos: Pre-2000 y Post-2000.

4. RESULTADOS

En la Figura 2 se presentan las tasas de sedimentación, en mm/año, registradas para los distintos *ts* extraídos. En general, parece existir una tendencia de aumento de la sedimentación desde inicios hasta finales del siglo XX, seguido de una ligera reducción en el siglo XXI.

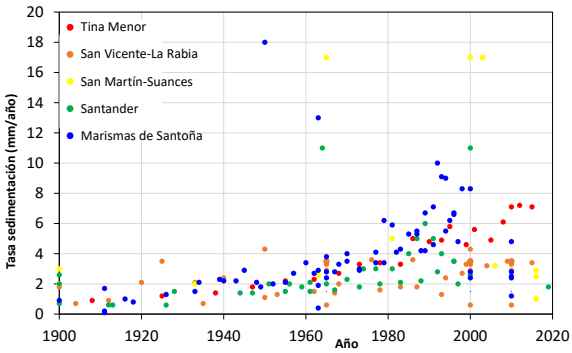


Figura 2. Representación de las TS estimadas en los diferentes sondeos, extraídos en cada uno de los estuarios.
Figure 2. Representation of Sedimentation Rates reflected in the different cores extracted from each estuary.

En la Tabla 1, se recogen las TS obtenidas en los diferentes estuarios a finales del siglo XX y principios del XXI, así como las tasas de sedimentación media. Se puede observar que las TS medias más altas se han producido en los estuarios de San Martín-Suances y de Santander. A finales del siglo XX, la mayor sedimentación se produce en el estuario de San Martín-Suances y la mínima, en San Vicente-La Rabia. Sin embargo, durante el siglo XXI, la mayor sedimentación se ha registrado en el estuario de Tina Menor, mostrando un aumento respecto al periodo anterior, y la mínima, en el estuario de Santander (Tabla 1).

El análisis de los cambios producidos en las diferentes cuencas, para los periodos considerados, se presenta en la Tabla 2. Cabe señalar que, en el conjunto de las cuencas, en el periodo 1990-2000, la superficie modificada fue de 65,5 km^2; en el 2002-2006, fue de 102,8 km^2; en 2006-2012, fue de 53,5 km^2; y en el periodo 2012-2018, la superficie modificada fue de 48,4 km^2.

Es decir, el periodo de 2002 a 2006, fue el momento en que se produjo mayor cambio (Figura 3). La influencia del tamaño de la cuenca en los cambios de uso queda patente en la figura.

Tabla 1. Tasas de sedimentación (TS), representadas en mm/año, en los estuarios y periodos analizados.
Table 1. Sedimentation rates (SR), in mm/year, for the estuaries and periods analyzed.

Estuario	Cuenca (Área: km²)	TS (mm/año)		
		Media	Pre-2000	Post-2000
Tina Menor	Nansa (431)	3,7	5,6	7,2
San Vicente-La Rabia	Oyambre (214)	2,4	2,9	2,8
San Martín-Suances	Saja-Besaya (1075)	7	6,4	2,1
Santander	Miera (426)	5,4	5,1	1,3
Marismas de Santoña	Asón (761)	3,2	3,7	2,5

Tabla 2. Área modificada (km²) y porcentaje de cambio por cuenca y por año.
Table 2. Modified area (km²) and percentage of change by basin and year.

Cuenca	Cambios Pre-2000		Cambios Post-2000	
	Área (km²)	% Cambio Cuenca/ Año	Área (km²)	% Cambio Cuenca/ Año
Nansa	3,54	0,07	19,44	0,27
Oyambre	7,26	0,31	29,73	0,82
Saja-Besaya	25,53	0,22	79,64	0,44
Miera	10,62	0,23	34,67	0,48
Asón	18,55	0,22	43,23	0,33
Total	65,5		206,7	

Entre 1990 a 2000, el porcentaje de cambio medio por año en el conjunto de las cuencas fue de 0,21 %. La cuenca que se vio afectada por un mayor porcentaje de cambio, fue la de Oyambre; mientras que la del Nansa, apenas experimentó cambios de uso. Los principales cambios son de bosque a matorral y viceversa. En el periodo Post-2000 (de 2002 a 2018), el porcentaje de cambio anual por cuenca, se duplica, alcanzando un 0,47 %. Durante el periodo 2002-2006, la principal transformación en todas las cuencas es la sustitución de bosque por matorral, aunque también hubo algunas zonas de matorral convertidas a bosque. Destaca la importante extensión en la cuenca del Nansa afectada a incendios en zonas de matorral. Entre 2006 y 2012, se mantiene la transformación de bosque a matorral y viceversa, de forma simultánea en una misma cuenca, pero, en algunas de ellas, adquieren relevancia las zonas de construcción, especialmente en la del Saja- Besaya, debido a la construcción de la A-67 o autovía de la meseta. Para el último periodo de análisis, 2012-2018, en todas las cuencas se produce una reducción de los bosques que se transforman en zonas de matorral.

En resumen, en todos los periodos, en valores absolutos, la mayor modificación se produce en la cuenca del Saja-Besaya, que es la cuenca con mayor extensión; mientras que la menor superficie modificada tiene lugar en la del Nansa que, aunque no es la más pequeña, es la que tiene un carácter más rural. En términos relativos, la cuenca de Oyambre es la que más se ha visto modificada, mientras que la del Nansa sigue mostrando un menor porcentaje de cambio; incluso menor que la del Miera, cuya extensión es similar. Por otro lado, es el periodo 2002-2006 en el que se registran mayores cambios de uso, con gran diferencia respecto al resto de los periodos, en todas y cada una de las cuencas analizadas.

La comparación entre el porcentaje de cambio que ha afectado anualmente a una cuenca y las tasas de sedimentación anuales de cada estuario, normalizadas por el tamaño de cuenca, antes y después del año 2000, indica que no existe una relación clara entre ambas variables (Figura 4).

Para el periodo Pre-2000, el porcentaje de TS promedio está en torno al 1 %, mientras que el promedio de cambio está en torno al 0,21 %. En el periodo Post-2000, el porcentaje promedio de TS es del 0,76 %, cuando en ese periodo el promedio de cambio ha aumentado.

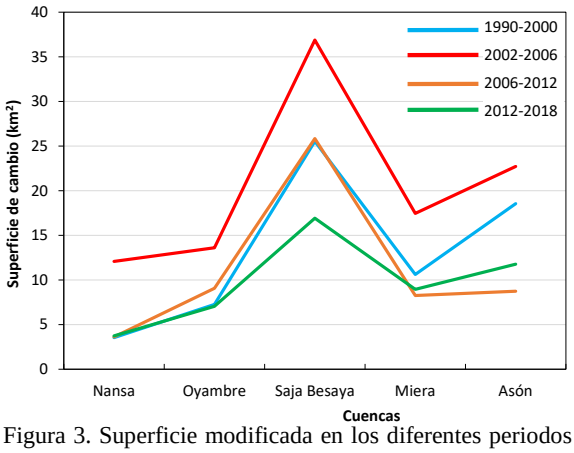


Figura 3. Superficie modificada en los diferentes periodos Pre-2000 y Post-2000, en las distintas cuencas.
Figure 3. Modified area in the periods Pre-2000 and Post-2000, in the different basins.

Los estuarios más occidentales, menos antropizados, presentan TS mayores, tanto Pre-2000 como Post-2000.

En general, las TS se reducen en el siglo XXI, en todas las cuencas, salvo en la del Nansa, donde se han producido pequeños cambios de uso con

las mayores TS. En Oyambre, durante este siglo, se mantienen altas TS y amplias variaciones de cambios de uso. En las cuencas del Saja-Besaya, Miera y Asón (estuarios centrales y orientales) descienden las TS durante este siglo, mientras que los cambios de uso aumentan.

En resumen, aparentemente, mayor superficie modificada no implica, de forma directa, una mayor tasa de sedimentación, al menos no en todas las cuencas e incluso los datos casi apuntan a lo contrario.

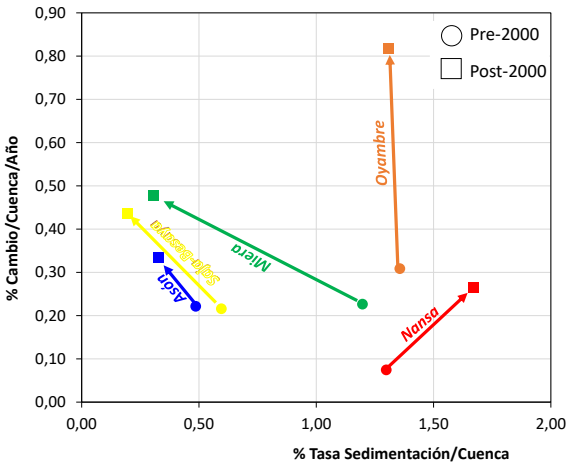


Figura 4. Relación entre: % cambio en cuenca anual y % de tasa de sedimentación, antes y después del año 2000, por cuenca anual, en los estuarios correspondientes.

Figure 4. Relationship between the percentage change in catchment annually, both before and after 2000, and the percentage sedimentation rate per catchment annually, in the corresponding estuaries.

No obstante, hay que tener en cuenta que no todos los cambios de uso del suelo favorecen la erosión, sino que, en algunos casos, la reducen; y en un trabajo de grano grueso como este, no se ha analizado este aspecto. También hay que considerar, el factor escala/resolución de la información de cambios de uso. Así, por ejemplo, la información utilizada, no representa información inferior a 25 hectáreas. Otros errores o incertidumbres también se deberían tener en consideración, por ejemplo, análisis de las tasas de sedimentación, represamientos, cambios en los regímenes de caudales, cambios en la dinámica estuarina, etc.

5. CONCLUSIONES

Parece no existir una relación concluyente entre la extensión de la superficie terrestre modificada y las tasas de sedimentación registradas en los estuarios. Algunos estuarios muestran tasas de sedimentación más elevadas antes de 2000 que con posterioridad. Las cuencas se han visto afectadas por mayores cambios de uso a partir del año 2000. Todo ello sugiere que la relación entre los cambios en el uso del suelo y las tasas de sedimentación puede variar en función de las características específicas de cada estuario. En todo caso, sería necesario realizar estudios de más detalle para analizar el impacto de los cambios de uso del suelo en la sedimentación de los estuarios de la región.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bonachea, J., Bruschi, V. M., Hurtado, M. A., Forte, L. M., da Silva, M., Etcheverry, R., Cavallotto, J. L., Dantas, M. F., Pejon, O. J., Zuquette, L. V., Bezerra, M. A. D. O., Remondo, J., Rivas, V., Gómez-Arozamena, J., Fernández, G., & Cendrero, A. (2010). Natural and human forcing in recent geomorphic change; case studies in the Rio de la Plata basin. *Science of the Total Environment*, 408 (13), 2674–2695. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2010.03.004

Bonachea, J., Remondo, J., & Rivas, V. (2024). Estuaries in Northern Spain: An Analysis of Their Sedimentation Rates. *Sustainability*, 16 (16), 6856. https://doi.org/10.3390/su16166856

Bruschi, V. M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Barbieri, M., Capocchi, S., Soldati, M., & Cendrero, A. (2013). Analysis of geomorphic systems' response to natural and human drivers in northern Spain: Implications for global geomorphic change. *Geomorphology*, 196, 267–279. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.017

Cendrero, A., Forte, L. M., Remondo, J., & Cuesta-Albertos, J. A. (2020). Anthropocene geomorphic change. Climate or human activities?. *Earth's Future*, 8, e2019EF001305. https://doi.org/10.1029/2019EF001305

Leorri, E., Cearreta, A., García-Artola, A., Irabien, M. J., & Blake, W. H. (2013). Relative sea-level rise in the Basque coast (N Spain): Different environmental consequences on the coastal area. *Ocean and Coastal Management*, 77, 3–13. https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2012.02.007

Rivas, V., Cendrero, A., Hurtado, M., Cabral, M., Giménez, J., Forte, L., del Río, L., Cantú, M., & Becker, A. (2006). Geomorphic consequences of urban development and mining activities; an analysis of study areas in Spain and Argentina. *Geomorphology*, 73 (3–4), 185–206. https://doi.org/10.1016/j.jmmm.2005.10.060

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 245-248. ISBN: 978-84-10345-81-2

SURGENCIAS COSTERAS EN LA COMUNIDAD VALENCIANA

Coastal springs in Valencian community

Davide Bonomo[1] y José Enrique Tent-Manclús[2]

1. Instituto Multidisciplinar para el Estudio del Medio "Ramón Margalef", Univ. de Alicante, carretera San Vicente del Raspeig s/n, 03690, San Vicente del Raspeig, Alicante. davide.bonomo@ua.es
2. Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Univ. de Alicante, Carretera San Vicente del Raspeig s/n, 03690, San Vicente del Raspeig, Alicante.

Abstract: This study investigates coastal groundwater discharges in the Valencian Community using historical sources and modern infrared UAV imaging. Ancient records from Escolano (1611) identify former freshwater springs, some of which remain active today. UAV thermal imagery revealed submarine discharges along rocky coasts, notably at Torre Badum, Denia, Moraig, Toix, and Mil Palmeras, with temperature anomalies up to 7 °C. Post-rainfall conditions favored detection. This research demonstrates the usefulness of UAV thermal imaging for identifying coastal groundwater discharges spots and supports the relevance of historical records in hydrological studies.

Palabras clave: Surgencia submarina, Drone, Comunidad Valenciana, Costas rocosas, imagen IR.
Keywords: Submarine ground discharge, UAV, Valencian Community, Rocky coast, IR image.

1. INTRODUCCIÓN

Las descargas de los acuíferos costeros de la Comunidad Valenciana están en la actualidad fuertemente antropizadas tras años de captaciones para su aprovechamiento en la agricultura o consumo humano. Aún se reconocen algunas surgencias de agua dulce o salobres, apuntando la posible existencia de otras ya inactivas. A comienzos del siglo XVII, Gaspar Escolano (1611) describió en detalle las costas del antiguo Reino de Valencia en su obra *Década primera*, especialmente en relación con la red de torres defensivas contra la piratería impulsada por Felipe II. Su trabajo muestra un paisaje transformado tras la expulsión de los moriscos. Aunque fue eclipsado por la obra posterior de Cavanilles (1797), más centrada en la vegetación y menos en la costa, la descripción de Escolano es valiosa y detallada. En este estudio se utiliza la edición de Perales (1878–1880) para localizar antiguas surgencias submarinas y compararlas con el estado actual de la costa valenciana. Se destaca la importancia de rescatar la obra de Escolano por su valor histórico. En este trabajo se extraen las citas y se compara con lo que se observan en la actualidad en la costa de la Comunidad Valenciana (Fig. 1).

2. METODOLOGÍA

El uso de imágenes térmicas (por infrarrojo) para detectar la pluma de las surgencias submarinas es una metodología ya probada (Burnett *et al.*, 2006). Se ha usado el drone DJI Mavic Enterprise M3T (UAV en inglés) que en esta versión está equipado con cámara termográfica infrarroja de onda larga de 640x512 pixeles de resolución, capaz de detectar la temperatura de la superficie del campo de visión en un rango de -20º C -150º C.
Posteriormente, las imágenes obtenidas durante el vuelo se han procesado con el software ImageJ para unificar la escala de color en todas las imágenes de infrarrojo y finalmente se han leído y extraído los datos de temperatura con DJI Thermal Analysis Tool 3.

3. RESULTADOS

Se hicieron campañas de muestreo en distintas localidades en una ventana temporal desde noviembre 2024 hasta junio 2025 a lo largo de las costas de la Comunidad Valenciana, desde Norte hacia Sur, y se han reconocido varios puntos de descargas de aguas subterráneas. En la Provincia de Castellón, en la Sierra de Irta, es posible reconocer varios puntos de descarga, en particular en las proximidades de la Torre de Badum (Figura 2), en junio 2025 resaltan 4 descargas en 250m de costa.
En la Provincia de Valencia existían surgencias costeras submarinas en la Albufera de Valencia cuando ésta era salada, correspondiendo a lo que en la actualidad se llaman *ullals*. Un mapa completo de los *ullals* actuales ha sido publicado por el Institut Cartogràfic Valencià (Embuena Puerta y Segura Marín, 2014). En la actualidad,

la regulación artificial de la Albufera desde finales del siglo XVIII, la ha convertido en un lago de agua dulce a salobre (Sanchis Ibor, 2010).

Las surgencias costeras aparecen esporádicamente en la zona de la playa del Mareny de les Palmeretes (playa de Sueca), según las consultas realizadas en la Cámara Agraria de esta localidad. Sin embargo, los vuelos realizados en la zona no han podido localizar ninguna anomalía.

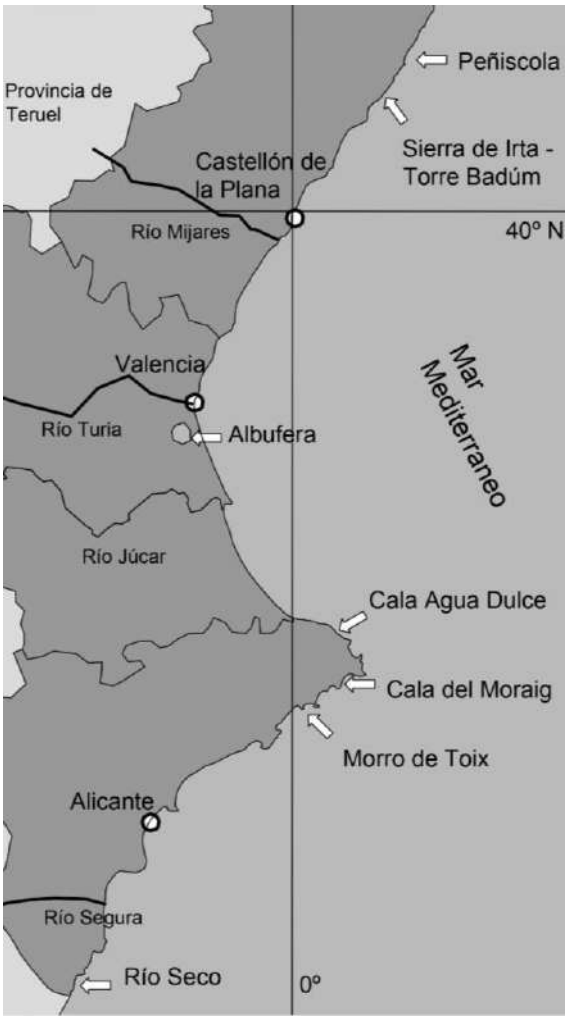


Figura. 1.- Situación de las surgencias costeras en la Comunidad Valenciana

Figure. 1.- Location of the coastal spring within the Valencian Community.

En la Provincia de Alicante se detectaron cuatros tramos en costas rocosas con surgencias submarinas. En la parte septentrional destacan Denia, Moraig y Toix.

En noviembre 2024, después de la DANA, del 29 de octubre, que afectó los alrededores de la ciudad de Valencia, se detectaron surgencias en Denia, en la cala Agua dulce y en Moraira, en la cala del Moraig (Figura 3 y 4).

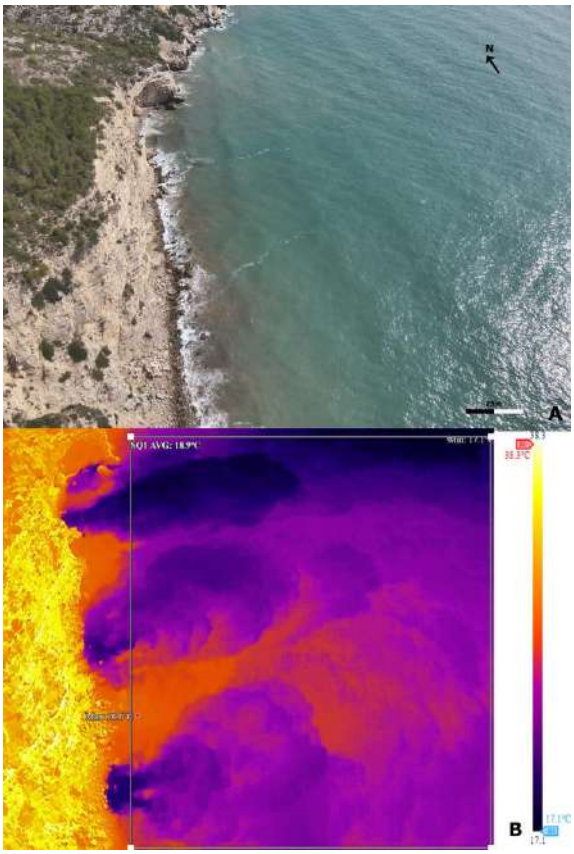


Figura. 2.- Surgencias costeras en Torre Badum, 4 puntos de descargas. Palette IronRed, en morado las plumas de masas de aguas más frías saliendo del acantilado con anomalías de hasta 3,5 ºC con el agua mediterránea.

Figure. 2.- Coastal ground discharges in Torre Badum, 4 discharging spots. IronRed palette, in purple the colder plumes flowing out the outcrop with anomalies till 3.5 ºC.

Por otra parte, en la costa norte de la Provincia de Alicante, destaca la presencia de surgencias en el Morro de Toix, entre Calpe y Altea (Tent-Manclús *et al.*, 2024) (Figura 5). Históricamente se describe la actividad de estas (Perales, 1878-80), pero en la actualidad funcionan episódicamente.

Durante la campaña de detección, en marzo 2025, se encontraron 14 puntos de descargas a lo largo del acantilado.

Finalmente, al sur de la Provincia de Alicante, existe una surgencia submarina, en la desembocadura del Rio Seco, Cala Mil Palmeras (Escolano, 1611).

En mayo 2025, después de un episodio de precipitaciones se hizo una campaña para su localización, resultando una surgencia en las fracturas de las areniscas del Plioceno (Formación Rojales, Martínez *et al.*,1977) y no en la depresión del fondo marino frente a la desembocadura, como parecía localizarse según la descripción de Escolano (1611).

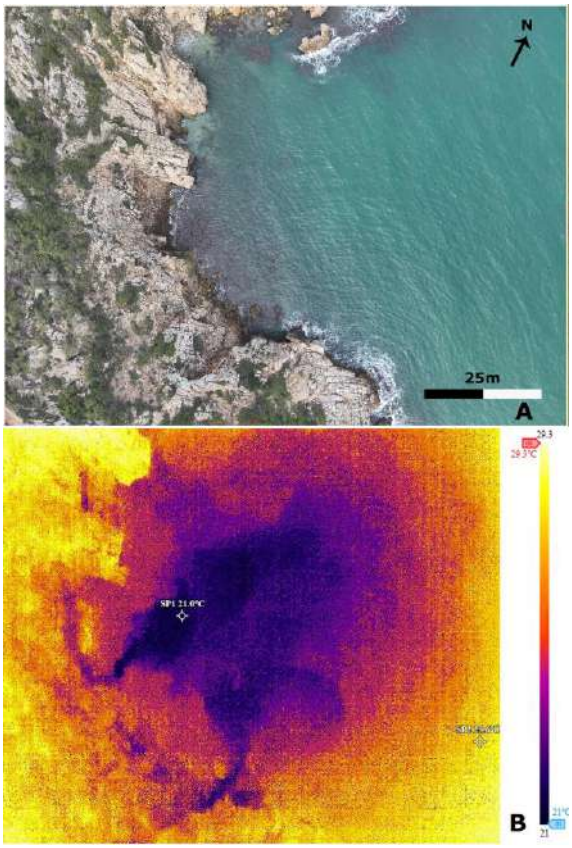


Figura. 3.- Surgencias costeras en Denia, Cala Agua Dulce, 2 puntos de descargas. Pallette IronRed, en morado las plumas de masas de aguas más frías saliendo del acantilado con anomalías de hasta 4,6 ºC con el agua mediterránea.
Figure. 3.- Coastal ground discharges in Denia, Agua dulce cove, 2 discharging spots. IronRed palette, in purple the colder plumes flowing out the outcrop with anomalies till 4.6 ºC.

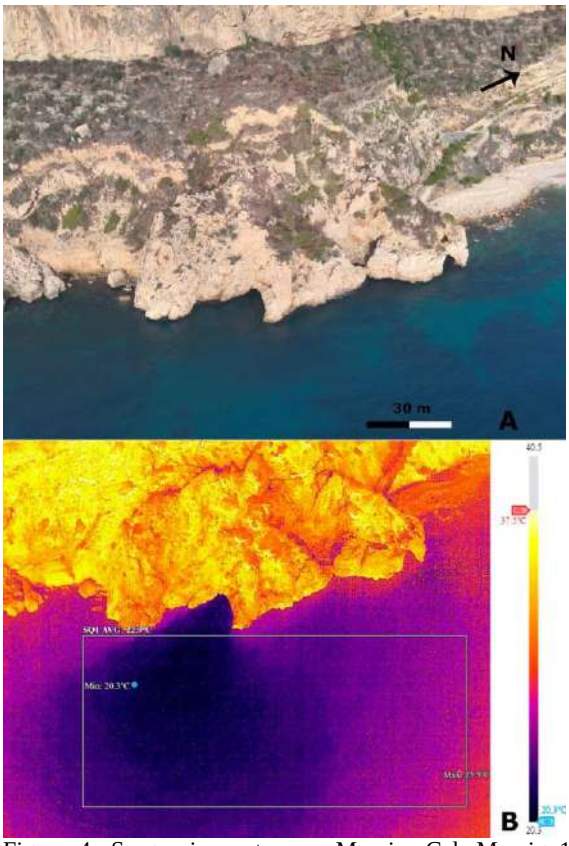


Figura. 4.- Surgencias costeras en Moraira, Cala Moraig, 1 punto de descarga. Pallette IronRed, en morado la pluma de masas de aguas más frías saliendo del acantilado con anomalías de hasta 5,2 ºC con el agua mediterránea.
Figure. 4.- Coastal ground discharges in Moraira, Moraig cove, 1 discharging spot. IronRed palette, in purple the colder plume flowing out the outcrop with anomalies till 5.2 ºC.

4. DISCUSIÓN

Todos los vuelos se ejecutaron después de periodos de lluvia moderadamente intensos con respeto al régimen de lluvia del área de estudio. Probablemente existen más puntos de descarga, pero la sobreexplotación de los acuíferos, debida al cambio de usos del suelo, ha hecho que dejen de estar activas. Utilizando drone con cámara térmica se han podido detectar con más precisión los puntos de descargas, en Torre Badum, por ejemplo, existen 4 sitios de descargas. La metodología ha permitido identificar descargas a pequeña escala y con un coste reducido respeto a la utilización de avionetas.
Además, se han detectado anomalías de hasta 7 grados de diferencias entre las dos masas de aguas. La temperatura del agua subterránea es entre 17ºC y 21ºC. Según la estación del año, el agua mediterránea varia de 15ºC a 30ºC. A mayor diferencia de temperatura entre las dos aguas, mejor detección de anomalías.

Por ello, en algunas localizaciones como en Rio Seco, la fecha de obtención, mayo 2025, no es propicia para detectar anomalías por la poca diferencia entre la temperatura de descarga y la del mar con solo 1ºC de diferencia.

5. CONCLUSIÓN

Apoyándose en las fuentes históricas y utilizando imágenes térmicas adquirida desde drone, se han encontrado 5 tramos de costa con descargas de aguas subterráneas activas a lo largo de la Comunidad Valenciana. En el Rio Seco, según las fuentes históricas y la batimetría del Ministerio de Transición Ecológica y Reto Demográfico (Ecobatimetria de Alicante, 2007), se esperaba una surgencia a unos 400 m de la línea de costa actual, pero se encontraron anomalías de temperatura de agua superficial en las diaclasas y fracturas de las areniscas en el nivel medio del mar, información que abre más posibilidades al desplazamiento y desarrollo de éstas.

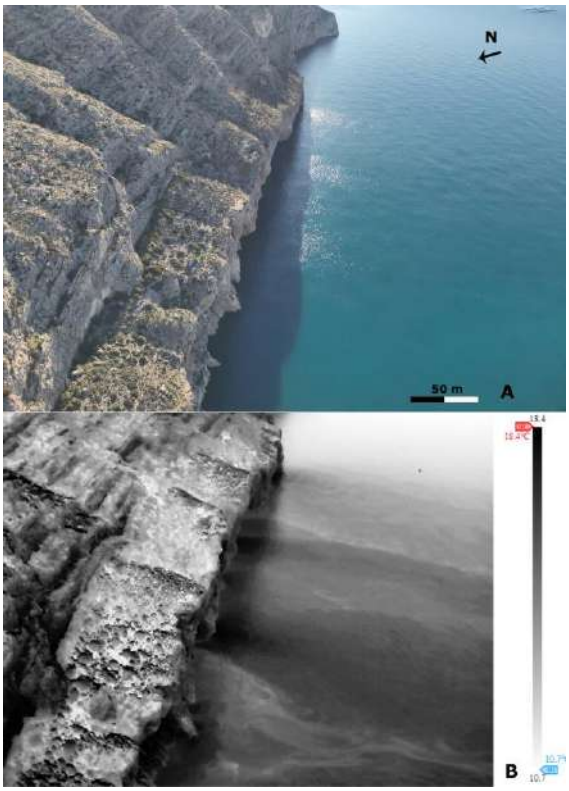


Figura. 5.- Surgencias costeras en Morro de Toix, 4 puntos de descargas en la imagen. Pallette Negro Caliente, en oscuro las plumas de masas de aguas más cálida saliendo del acantilado con anomalías de hasta 7 ºC con el agua mediterránea.

Figure. 5.- Coastal ground discharges in Morro de Toix, 4 discharging spots in this image. BlackHot palette, in dark the warmer plumes flowing out the outcrop with anomalies till 7 ºC.

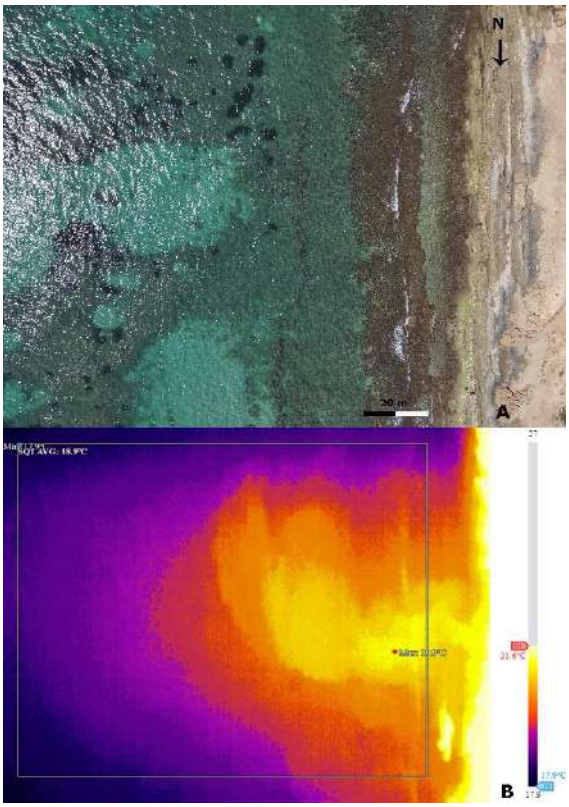


Figura. 6.- Surgencias costeras en Cala Mil Palmeras, desembocadura del Rio Seco, 1 punto de descarga en las areniscas al sur de la playa. Pallette IronRed, en amarillo las plumas de masas de aguas más cálida saliendo de la formación rocosa con anomalías de 1 ºC con el agua mediterránea.

Figure. 6.- Coastal ground discharges in Mil palmeras cove, Rioseco rivermouth, 1 discharging spot in this image. IronRed palette, in yellow the warmer plume flowing out the outcrop with anomalies till 1 ºC.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por fondos del programa ThinkInAzul NextGenerationEU (PRTR-C17.I1) de la Unión Europea, proyecto de la Generalitat Valenciana GVA-THINKINAZUL/2021/039. Es una aportación del grupo de investigación de la VIGROB21-053 de la Universidad de Alicante.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cavanilles, A. J. (1797). *Observaciones sobre la historia natural, Geografia, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia*. Albatros ediciones, Bibliotheca Valentina, Valencia, reprint 1981. 236 + 338 pp.

Burnett, W. C., Aggarwal, P. K., Aureli, A., Bokuniewicz, H., Cable, J. E., Charette, M. A., ... y Turner, J. V. (2006). Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. *Science of the total Environment*, 367(2-3), 498-543.

Ecobatimetrías de Alicante (2007). https://www.miteco.gob.es/es/costas/temas/proteccion-costa/ecocartografias/ecocartografia-alicante.html

Escolano, G. (1611). *Segunda Parte de la Decada primera de la Historia de la Insigne, y Coronada Ciudad y Reyno de Valencia*. Imprenta Pedro Patricio Mey: Valencia, 2004 p.

Embuena Puerta, C. y Segura Marín, M. A. (2014). Mapa de Tancats de l'Albufera. Institut Cartogràfic Valencià.

Martinez, W. Nuñez, A., Colodrón, I. (1977). Instituto Geológico y Minero de España. Mapa Geológico de España, hoja 935, Torrevieja. Escala 1:50.000.

Perales, J. B. (1878-1880). *Escolano Historia de Valencia*. Terraza, Aliena y compañía. Valencia y Madrid. 3 tomos. Edición facsímil por librerías Paris Valencia 2006. 700 p. + 880 p. 1071 p.

Sanchis Ibor, C. (2010). Publicacions de la Universitat de València. 332 p.

Tent-Manclús, J. E., Bonomo, D., Alcántara-Carrió, J. y Estévez, A. (2024). Geo-Temas 20, 89-92.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 249-252. ISBN: 978-84-10345-81-2

SURGENCIAS COSTERAS EN EL ACANTILADO DEL MORRO DE TOIX (ALICANTE, SE ESPAÑA)

Coastal springs at Morro de Toix seacliff (Alicante, SE Spain)

Davide Bonomo[1] y José Enrique Tent-Manclús[2]

1. Instituto Multidisciplinar para el Estudio del Medio "Ramón Margalef", Universidad de Alicante, davide.bonomo@ua.es, Carretera San Vicente del Raspeig s/n, 03690, San Vicente del Raspeig, Alicante.
2. Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Carretera San Vicente del Raspeig s/n, 03690, San Vicente del Raspeig, Alicante.

Abstract: The Morro de Toix seacliff, located between Altea and Calpe in the Southeast Spain is massif build with Eoceno/Oligocene limestone of about 2 km length. Seaward has a 30-70 m above sea level vertical seacliff with parts as overhanging edges. Two main and difficult access beaches on W and E limit the outcrop. The seacliff can be divided into two main parts, one heavily karstified. The use of a USV/drone, equipped with IR thermal camera, after rainy episodes in the last winter month 2025, allowed to spot the coastal springs working as an anomaly of sea surface temperature of about 2.6 Cº.

Palabras clave: Morro de Toix, Surgencia submarina, Dron, Acantilado, imagen InfraRoja.
Keywords: Morro de Toix, Submarine ground discharge, UAV, Seacliff, IR image.

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, el uso de vehículos aéreos no tripulados UAV (del inglés Unmanned Aerial Vehicle), o drones, para el estudio geomorfológico ha rellenado los huecos que faltaban entre el estudio en el campo tradicional y datos de teledetección (Ślédz *et al.*, 2021). Los drones pueden equipar diferentes sensores, como, por ejemplo, una cámara de infrarrojo, además, proporcionan imágenes desde puntos de vista inaccesibles. Esta tecnología permite obtener datos de calidad y en seguridad en áreas peligrosas o de difícil acceso. (Harvey *et al.*, 2016). El uso de imágenes térmicas (por infrarrojo) para detectar la pluma de las surgencias submarinas es una metodología reciente (Burnett *et al.*, 2006). Se estima que el agua dulce de descarga de los acuíferos constituye una fuente menor de agua para la zona costera, estimada entre el 0,01% y el 10% de la escorrentía mundial (Taniguchi *et al.*, 2002).

2. ÁREA DE ESTUDIO

El acantilado marino Morro de Toix (Figura 1), situado en la costa alicantina del sureste de España, al sur de Calpe, es un macizo de rocas del Eoceno Superior-Oligoceno con las capas dispuestas vertical o subverticalmente (Yébenes *et al.*, 2004, Stoklosa y Simo, 2008). Tiene una longitud total de 2 km y su altura, en el borde, oscila entre los 70 y los 30 m sobre el nivel del mar (s.n.m.), mientras que su punto más alto se sitúa a 340 m s.n.m (Tent-Manclús *et al.*, 2024). Ambos extremos están delimitados por dos calas de difícil acceso: el Racó del Corb al oeste y el Gasparet al este. El macizo delimitado al sur por dos planos de falla principales, casi perpendiculares entre sí: uno más pequeño, orientado NNE-SSO hacia la cala del Racó del Corb, y el otro, ONO-ESE, que representa toda la cara sur del acantilado marino. La intersección de ambos espejos de falla forma un ángulo diedro cercano a los 100° en la vista superior.
La base del acantilado está actualmente sumergida siendo la zona de descarga de las sierras del sur de la cuenca de Benisa-Calpe. Así, es interesante mencionar el manantial de la cueva de las Palomas, conocido históricamente como una importante fuente de agua dulce para los marineros (Escolano, 1611; Cavanilles, 1797), que se encuentra actualmente inactivo debido a la sobreexplotación del acuífero. Cerca de la mencionada cueva, a unos 8 m sumergida, otra cueva marina conocida como Sumidero del Toix (UTM: HUSO31 (X=240730E; Y=4279768N), actúa a veces como sumidero y otras como manantial, conectada directamente con el acuífero de Benissa (Cortes *et al.*, 2003). En la

parte sumergida, se han registrado 34 manantiales de agua subterránea (Rodríguez Hernández *et al.*, 2007). Entre ellos, el sumidero de Toix destaca por su tamaño. Su entrada ovalada, de 1,5 m de alto por 1 m de ancho, se encuentra a 8 m bajo el nivel del mar y ha sido explorada, con más de 150 m reconocidos en planta, con un pozo situado a unos 50 m de la entrada que desciende hasta -70 m de profundidad. Su comportamiento hidrogeológico es particular, ya que durante la mayor parte del año absorbe agua de mar, mientras que, tras episodios de lluvia, funciona como manantial de agua dulce. La surgencia ha sido monitorizada por la Diputación Provincial de Alicante desde 1998 (López-Geta *et al.*, 2015).

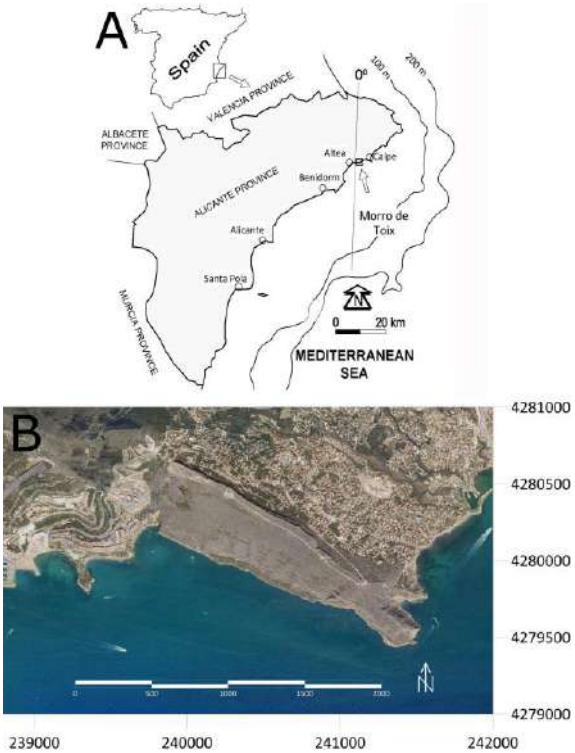


Figura 1. Situación del acantilado marino Morro de Toix. A) localización en España y B) Ortofoto del PNOA en UTM huso31.

Figure 1. Location of the Morro de Toix seacliff. A) location in Spain and B) PNOA orthophoto in UTM huso31.

Los dos sectores del Morro de Toix

El acantilado marino del Morro de Toix se puede dividir en dos sectores según sus características erosivas kársticas (Figura 2). El Sector E, oriental, el acantilado muestra un gran desarrollo de formas exokársticas. El sector occidental, representa aproximadamente un tercio de la extensión completa del macizo, presenta los dos planos de falla verticales. A nivel del mar, se encuentra una escotadura ó *notch* excavado desde unos pocos centímetros en el plano de falla de la Cala del Corb hasta casi 2 m en la zona del ángulo diedro entre ambas fallas. A lo largo del acantilado plano se observa una hombrera erosiva que marca una cicatriz de un paleoabanico erosionado en los últimos 6000 años, momento en el que se inicia la karstificación de los espejos de falla occidentales (Tent-Manclús *et al.*, 2024).

La surgencia de Toix (Figura 3) tiene un comportamiento que, dependiendo de la recarga natural, régimen de lluvia, y explotación humana del acuífero de Benissa, puede actuar como sumidero o como descarga. El agua de descarga, cuando sale, es salobre (Cortes *et al.*, 2003) indicando que dentro del macizo se produce la mezcla de aguas. Así y todo, el agua es menos densa que la del mar, por lo cual tiende a aflorar en la superficie y aprovechando esta característica se pueden detectar las surgencias utilizando imágenes de infrarrojo.

3. METODOLOGÍA

Se ha usado el drone DJI Mavic Enterprise M3T (UAV en inglés). En esta versión está equipado con cámara termográfica infrarroja de onda larga de 640x512 pixeles de resolución, capaz de detectar la temperatura de la superficie del campo de visión en un rango de -20º C -150º C. Posteriormente, las imágenes obtenidas durante el vuelo se han procesado con el software ImageJ para unificar la escala de color en todas las imágenes de infrarrojo y finalmente se han leído y extraído los datos de temperatura con DJI Thermal Analysis Tool 3.

4. RESULTADOS

El día 26 de marzo 2025, tras un periodo de lluvia, se realizó un vuelo sobre el acantilado para obtener una imagen de las surgencias en el Morro de Toix. En la Figura 3 se muestra una imagen compuesta que ubica la salida de agua dulce, presentando una temperatura mayor que el agua de mar. Un total de 14 descargas se han reconocido en esta ocasión en la totalidad del acantilado desde la Cueva de las Palomas hasta la marca del paleoabanico aluvial que distingue los dos sectores del Morro de Toix. En la Figura 4 se observa varios puntos de surgencias, que incluso se llegan a apreciar en la fotografía del espectro visible al variar los reflejos de la superficie marina.



Figura 2. Parte occidental del Morro de Toix, con las flechas negras se marca la hombrera del paleoabanico aluvial, la flecha blanca el notch y la línea descontinua la separación entre los sectores oriental y occidental.
Figure 2. Western part of Morro de Toix. Black arrows mark the shoulder of the alluvial paleofan, white arrow marks the notch and the broken line the separation between the eastern and western sectors.

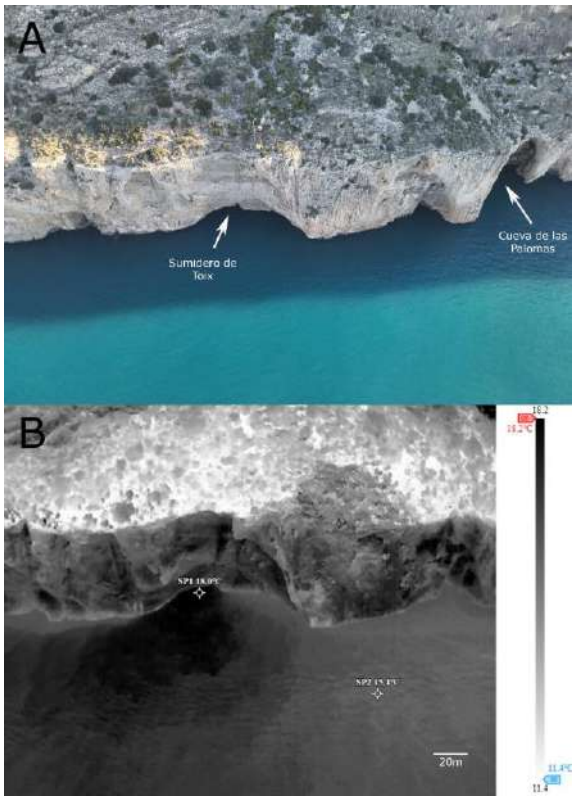


Figura 3. Surgencia de agua en el Morro de Toix. A) Fotografía del acantilado, a la derecha la Cueva de las Palomas. La parte de mar más pegada al acantilado, que se ve más oscura, se debe a la sombra que el acantilado hace en su base a la hora en la cual se tomó la foto, en esta ocasión coincidió con el mejor momento que se apreciaba la surgencia. B) Misma imagen que A, en escala térmica negro caliente en ºC. Se aprecia la pluma de agua, en este caso más caliente que el agua de mar circunstante con una diferencia de 2,6º C.
Figure 3. Submarine Ground Discharge (SGD) at Morro de Toix. A) Photography of the seacliff, las Palomas Cove to the right. The darker part of the sea closest to the cliff is due to the shadow cast by the cliff at its base at the time the photo was taken while the SGD was most visible. B) Same image as A on a black-hot thermal scale in °C. The water plume can be seen, in this case warmer than the surrounding seawater by a difference of 2.6 ° C.

La temperatura de descarga es constante todo el año, sobre los 18º C (López-Geta *et al.*, 2015), la del mediterráneo difiere estacionalmente, 14º C en invierno y 30º C en verano (AEMET), el objetivo de este trabajo es captar las plumas de dichas surgencias por la anomalía de temperatura en la superficie del mar.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

El mes de marzo de 2025 en el litoral alicantino al sureste de España, ha sido el tercer mes más lluvioso desde 1961 (AEMET, 2025) y en las estaciones meteorológicas más cercana al área de estudio, Benidorm y Jávea, se han registrado respectivamente 44.4 l/m^2 y 126.3 l/m^2 de precipitación acumulada en el periodo mencionado. En los dos años antecedentes a la fecha de este trabajo, se ha reconocido la base del acantilado de Toix realizando una campaña de sonar de barrido lateral (Bonomo *et al*., 2024). Los indicios históricos (Escolano, 1611; Cavanilles, 1797) y conductos encontrados en la campaña antes referida apuntaban a la existencia de surgencias de agua dulce al pie del acantilado. Solo después de un periodo de lluvia moderado y constante que ha ocurrido en las últimas semanas de invierno de 2025 en el sureste peninsular. Tras infiltrarse en los terrenos del acuífero de Benissa, ha sido posible detectar 14

puntos superficiales de surgencia costeras submarina.

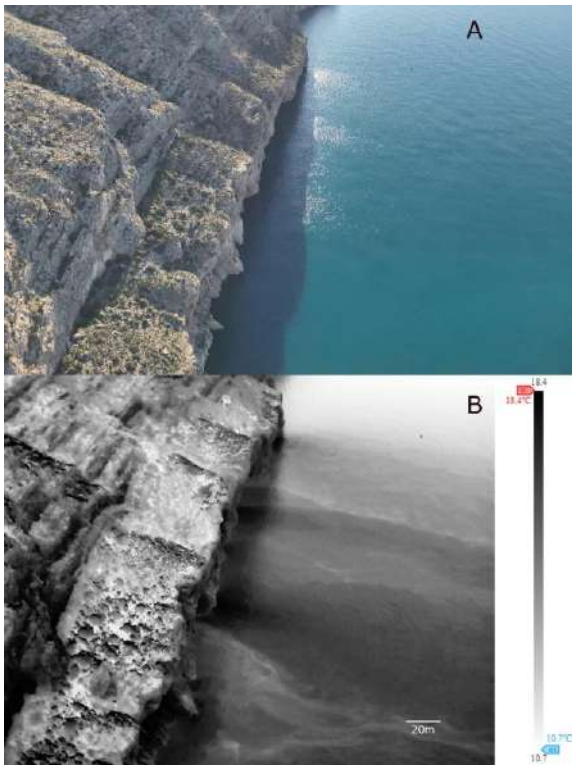


Figura 4. A) Imagen aérea del espectro visible del borde del acantilado del Morro de Toix. En los reflejos del sol se puede intuir una corriente que sale del acantilado. B) Misma imagen que A) en cámara térmica (caliente negro) en Cº. Las plumas se reflejan en las mismas corrientes que se puede notar en A.

Figure 4. A) True color aerial image of the edge of the Morro de Toix sea cliff. In the reflections of the sun, it is appreciable a current that rises sharply from the outcrop. B) Same image as A) in the thermal camera (hot black) in Cº. The plumes are reflected in the current that can be noticed in A image.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por fondos del programa ThinkInAzul NextGenerationEU (PRTR-C17.I1) de la Unión Europea, proyecto de la Generalitat Valenciana GVA-THINKINAZUL/2021/039. Es una aportación del grupo de investigación de la VIGROB21-053 de la Universidad de Alicante.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AEMET – datos climáticos pluviómetros – 14/04/2025, https://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/vigilancia_clima/resumen_precipitaciones.

Bonomo, D., Ronda, J. L., Benabdeloued, B. Y. N., Tent-Manclús, J. E., Salcedo-Justicia, E. M. y Alcántara-Carrió, J. (2024). Estudio con sonar de barrido lateral de la base del acantilado del Morro de Toix (Calpe, Alicante). En: Palomar Vazquez, J. y Pardo Pascual, J. (eds.). GEOLIT24. 254-259. https://doi.org/10.4995/GEOLIT24.2024.18726

Burnett, W. C., Aggarwal, P. K., Aureli, A., Bokuniewicz, H., Cable, J. E., Charette, M. A., ... y Turner, J. V. (2006). Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. *Science of the total Environment*, 367(2-3), 498-543.

Cavanilles, A. J. (1797). *Observaciones sobre la historia natural, Geografia, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia*. Albatros ediciones, Bibliotheca Valentina, Valencia, reprint 1981. 236 + 338 pp.

Cortes, J.M., Pecharroman A.A., Menvielle S., Ratsimandresy, A.W., Cisneros J., Ramos, S., Cabrera M.C., Serrano, V. y Mateu, J. (2003). La intrusión marina en el sistema de cuevas Moraig-Toix. Un estudio para la recuperación del acuífero de la depresión de Benissa (Marina Alta-Alicante). *Boletín SEDECK*, 4, 48-64.

Escolano, G. (1611). *Segunda Parte de la Decada primera de la Historia de la Insigne, y Coronada Ciudad y Reyno de Valencia*. Imprenta Pedro Patricio Mey: Valencia, 2004 p.

Harvey, M. C., Rowland, J. V. y Luketina, K. M. (2016). Drone with thermal infrared camera provides high resolution georeferenced imagery of the Waikite geothermal area, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 325, 61-69.

López Geta, J. A., Morales García, R., Vega Martín, L., Rodríguez Hernández, L., Hernández Bravo, J. A. y Fernández Mejuto, M. (2015). *Atlas hidrogeológico de la provincia de Alicante*. Madrid Instituto Geológico y Minero de España; Alicante: Diputación Provincial de Alicante, Ciclo Hídrico., Alicante, .284 p.

Rodríguez Hernández, L., Hernández Bravo, J. A. y Fernández Mejuto, M. (2007). *Los manantiales provinciales. Segunda parte*. Diputación de Alicante, Alicante, 236 pp.

Śledź, S., Ewertowski, M. W. y Piekarczyk, J. (2021). Applications of unmanned aerial vehicle (UAV) surveys and Structure from Motion photogrammetry in glacial and periglacial geomorphology. *Geomorphology*, *378*, 107620.

Stoklosa, M. y Simo, J. T. (2008). Tectonic controls on Oligocene carbonate platform-basin deposition, Costa Blanca, southeast Spain. En: Lukasik, J., Simo, J. A. Eds. Controls on Carbonate Platform and Reef Development, SEPM Special Publication 89, 171-184.

Taniguchi, M., Burnett, W. C., Cable, J. E. y Turner, J. V. (2002). Investigation of submarine groundwater discharge. *Hydrological Processes*, *16*(11), 2115-2129.

Tent-Manclus, J. E., Bonomo, D., Alcántara-Carrió, J. y Estévez Rubio, A. (2024). Evolución reciente del acantilado marino del Morro de Toix (Alicante, SE España). En: *Geotemas.* 20, 89-92.

Yébenes, A., Estévez, A., López-Arcos, M. y Alfaro, P. (2004). Itinerario Geológico litoral entre Benidorm, Altea y Calpe. En: Alfaro, P., Andreu, J. M., Estévez, A., Tent-Manclús, J.E. y Yébenes, A. (eds), *Geología de Alicante*. Universidad de Alicante. Alicante, 89-116.

PNOA- Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (IGN)-03/02/2025, https://pnoa.ign.es/.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 253-256. ISBN: 978-84-10345-81-2

CARTOGRAFIA MEDIANTE DRONE DE LA COSTA ROCOSAS DE CABO HUERTA (ALICANTE, SE ESPAÑA)

Uav mapping of a rocky coast on Huerta Cape (Alicante, SE Spain)

Davide Bonomo[1] y José Enrique Tent-Manclús[1,2]

1. Instituto Multidisciplinar para el Estudio del Medio "Ramón Margalef", Universidad de Alicante, davide.bonomo@ua.es, Carretera San Vicente del Raspeig s/n, 03690, San Vicente del Raspeig, Alicante.
2. Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Carretera San Vicente del Raspeig s/n, 03690, San Vicente del Raspeig, Alicante.

Abstract: Huerta Cape, a rocky coast in Alicante city (SE Spain), was surveyed using UAVs (DJI Mavic 2S) to generate high-resolution 3D models of submerged and emergent coastal features. Twenty-five drone flights, mostly in optimal winter conditions, captured 3,435 images at 40 m altitude. Photogrammetric processing (WebODM) revealed two submerged erosional platforms (U1, U2), a developing vermetid-rimmed platform (S1), and two above sea-level platforms (S2, S3). Fractures and the Tyrrhenian beach layer were mapped underwater. The method enabled detailed mapping of underwater platforms and *Posidonia oceanica* meadows in shallow waters, outperforming traditional sonar in depths up to 5 m.

Palabras clave: Drones, Cabo Huerta, Alicante, Costas rocosas, Fotogrametría, Plataformas submarinas.
Keywords: UAV's, Cabo Huerta, Alicante, Rocky coasts, Photogrammetry, Submarine platforms.

1. INTRODUCCIÓN

Tradicionalmente, la cartografía del fondo marino se ha realizado mediante técnicas como la batimetría y el sonar de barrido lateral, que permiten obtener imágenes detalladas del relieve submarino (Durán *et al*., 2020; Bonomo *et al* 2024). Sin embargo, estas metodologías presentan limitaciones propias de las áreas costeras, con oleaje y de baja profundidad. Además, las zonas rocosas pueden ser de difícil acceso en barco por los posibles bloques sumergidos. Los sonar de barrido lateral, o las sondas batimétricas multihaz, presentan el inconveniente de que el área cartografiada es menor al disminuir la profundidad, además, se incrementa el error de restitución por una mayor distorsión.

Recientemente se ha desarrollado métodos de teledetección para la cartografía en la zona costera sumergida, por satélite (Muzirafuti *et al*., 2020), mediante fotografía área (Telem y Filim, 2010) y pruebas con sensores LIDAR (Christiansen, 2021). Estos métodos no siempre funcionan, dependen fundamentalmente de las condiciones atmosféricas, del paso del satélite y de la posición del sol. En los últimos años, el uso de vehículos submarinos (Remote Operated Vehicle, ROV) y aéreos (Unmanned Surface Vehicles, USVs) ha transformado la exploración y cartografía del entorno marino (Xu *et al*., 2024). Estos vehículos, equipados con cámaras de alta resolución, sensores multiespectrales, sonar de barrido lateral, sondas monohaz y sistemas de navegación precisos, permiten obtener datos geoespaciales detallados en tiempo real y con bajo coste operativo (Ronda *et al*., 2023). En 2016, Grenzdörffer y Naumann realizan unas pruebas con drones/UAV (Unmanned Aerial Vehicles), augurando una futura metodología, pero con unos importantes problemas como son que es muy dependiente de las condiciones atmosféricas, necesita de condiciones de mar totalmente planas y que diferentes softwares darán lugar a resultados diferentes.

En este contexto, el presente estudio se centra en la costa rocosa del Cabo de la Huerta (Alicante, SE de España), una zona urbana, al sur de la gran playa de San Juan. El objetivo del mismo es desarrollar una metodología y un procesado rápido para evaluar los cambios en la costa ligados a la dinámica costera (grandes temporales), desarrollando un método de cartografía de los fondos rocosos de hasta 5 metros de profundidad.

2. AREA DE ESTUDIO

Cabo Huerta, ubicado a lo largo del tramo de costa urbano rocoso de Alicante, situado entre Playa de San Juan en el Norte y Playa de la Albufereta al Oeste (Estévez Rubio et al., 2004), a 7 km al norte de la ciudad de Alicante, es un tramo de costa rocoso y parcialmente urbanizado (Figura 1).

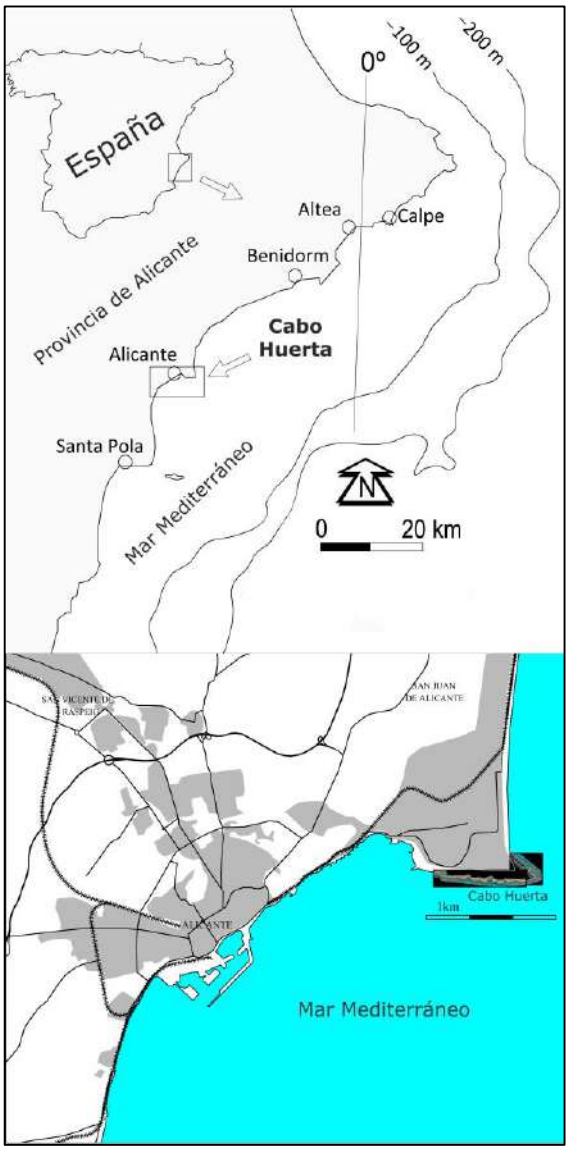


Figura 1. A) Situación en España y en la Provincia de Alicante de Cabo Huerta. B) Localización en la ciudad de Alicante y Ortofoto del modelo·3D obtenido.
Figure 1. A) Location of Cabo Huerta in Spain and in the Alicante Province. B) Location in the city of Alicante and orthophoto of the resulting 3D model.

La costa de Alicante es representada por una micromarea, con rangos de mareas de 30cm (Marcos et al., 2021). El basamento está formado por areniscas del Tortoniense Superior, inclinadas en un ángulo de 20° hacia el norte, a las que se les superponen un nivel de microconglomerados de playa Tirreniense que incluyen *Tethystrombus latus* y otras especies senegalesas (MIS 5e, aproximadamente 120 ka de antigüedad; Alfaro et al., 1999).

3. METODOLOGÍA

Se realizaron aproximadamente 25 vuelos con vehículos aéreos no tripulados (UAV)/drones (DJI Air2s) sobre las playas del sur de Alicante a distintas altitudes, con diferentes condiciones de luz y horarios variables. Los vuelos se realizaron siempre en condiciones meteorológicas óptimas, con mar en calma y oleaje mínimo para mejorar la reflexión de la luz solar y reducir el destello, garantizando imágenes de alta calidad del fondo marino. Se utilizó la aplicación Dronelink para optimizar la planificación de los vuelos, lo que permitió operaciones eficientes y repetibles. Los resultados más favorables se obtuvieron durante el invierno, especialmente entre las 10:00 y las 12:00 (hora local), con vuelos realizados a 40 metros de altitud. Esta configuración permitió realizar 11 vuelos con drones de alta resolución, capturando un total de 3435 imágenes azimutales.
Cada vuelo se procesó por separado con diversos programas de fotogrametría y combinaciones de parámetros para determinar la estrategia más eficaz. Los modelos 3D de máxima calidad se generaron mediante WebODM. Los vuelos se agruparon en dos conjuntos: uno compuesto por 4 vuelos con 1.239 imágenes utilizables y el otro por 7 vuelos con 2.002 imágenes utilizables.

4. RESULTADOS

En la Figura 2 se presenta la ortofoto de cabo huerta obtenida como resultado del procesado de las imágenes para obtener un modelo 3D, con resolución de 1.4 cm/píxel.
Los modelos 3D resultantes revelaron la presencia de dos plataformas erosivas submarinas (U1 y U2) junto a una plataforma bordeada por vermétidos en formación activa (S1) y dos plataformas erosivas sobre el nivel del mar (S2 y S3), Figura 3 y 4.
Además, se cartografiaron numerosos bloques, tanto submarinos como en la zona litoral. Se identificaron fracturas hasta profundidades de unos 5 metros, y se cartografió la capa de playa de microconglomerados del Tirreniense debajo del nivel del mar actual. Los afloramientos

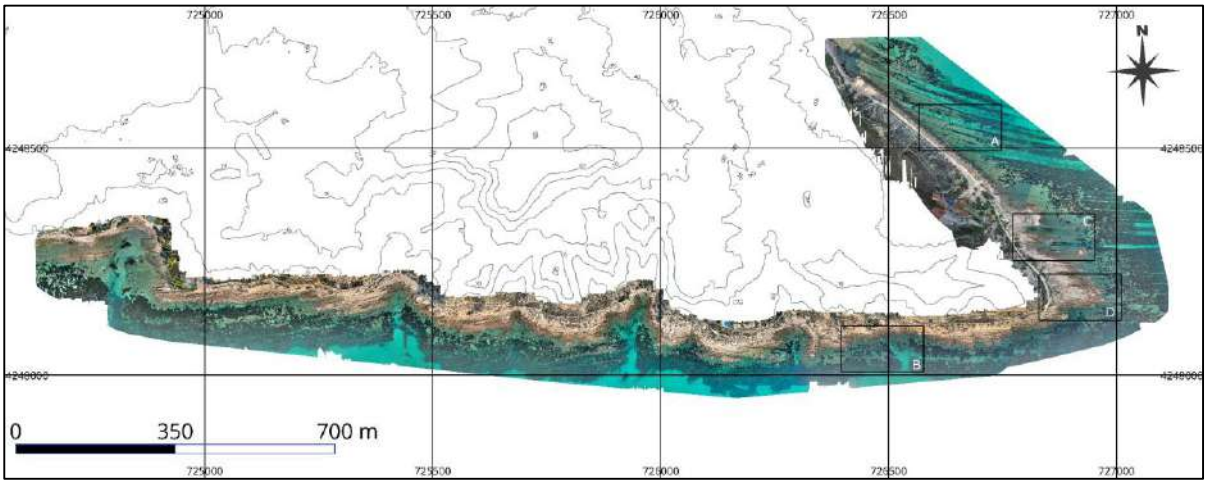


Figura 2. Ortofotografía de la costa rocosa del Cabo Huerta realizada con drones sobre curvas de nivel de 10 m del DTM02 (Modelo Digital del Terreno, 2 m de espacio) en UTM Huso 30N. A, B, C y D hacen referencia a la Figura 3.
Figure 2. Huerta Cape rocky coast orthophoto made by drone flights over a 10-m-contour lines of the DTM02 (Digital Terrain Model, 2 m space) in UTM Huso 30N. A, B, C and D refers to Figure 3.

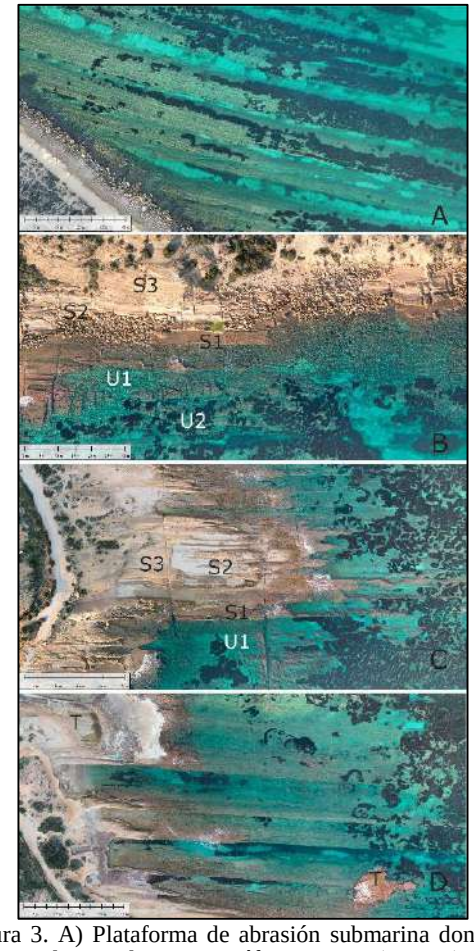


Figura 3. A) Plataforma de abrasión submarina donde se observan los niveles estratigráficos menos (margas) y más resistentes (calcarenitas) de edad Tortonienses. Los huecos están rellenos de arenas y los niveles más duros están cubiertos por *Posidonia oceanica*. B) Área de acumulación de bloques rodados y cinco plataformas de abrasión total, dos de ellas subarreales (S2 y S3), una ubicada sobre el nivel actual del mar (S1), bordeada por acumulaciones de vermétidos (v) y dos plataformas más sumergidas (U1 y U2). C) Falla, fracturas y diaclasas perpendiculares a la estratificación principal en el extremo oriental del Cabo Huerta. D) Paleoplayas Tirreniense (T), que incluyen *Tethystrombus latus* (MIS 5e), a 1,5 m sobre el nivel actual del mar. A la derecha, una isla con una plataforma Tirreniense.
Figure 3. A) Differential subaqueous lithological weathering. Less resistant and harder stratigraphic levels. The weakest levels are filled with sand, and the hardest level is covered by Posidonia oceanica. *B) Area of boulder accumulation and five completely abraded platforms, two of them subaqueous (S2 and S3), one located above current sea level (S1), bordered by vermetid accumulations (v), and two more submerged platforms (U1 and U2). C) Fault, fractures, and joints perpendicular to the main bedding at the eastern end of Cape Huerta. D) Tyrrhenian paleobeaches (T), including* Tethystrombus latus *(MIS 5e), at 1.5 m above current sea level. On the right, an island with a Tyrrhenian platform.*

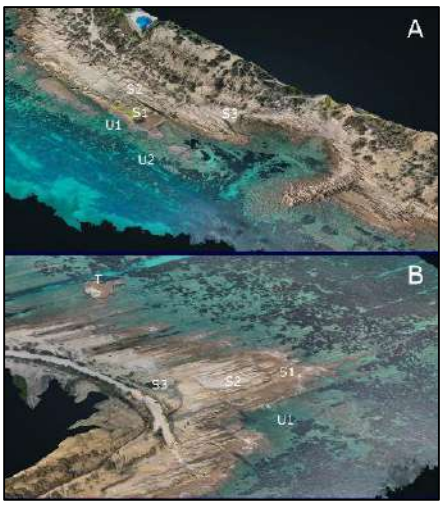


Figura 4. A) Extracto del modelo 3D con las 5 plataformas, dos submarinas (U1 y U2) y tres subáreas (S1, nivel actual de vermétidos, S2 y S3.) en las proximidades de Cala Palmera. B) Extracto del modelo 3D con las plataformas y el islote Tirreniense (T) en las proximidades del faro de Cabo Huerta, extremo Oriental. La plataforma U2 se encuentra bajo los parches de *Posidonia Oceánica*.
Figure 4. A) 3Dmodel extract within the 5 platforms, two are submerged (U1 and U2) and three of them are subaerial (S1 actual level of vermetids, S2 and S3) nearby Palmera Cove. B) 3D model extract within the platforms and the Tyrrhenian islet (T) nearby Cabo Huerta lighthouse, Eastern end. U2 platform hides behind Posidonia Oceánica *medows.*

rocosos submarinos aparecieron alineados, intercalados con zonas arenosas en los estratos más débiles, mientras que las praderas de *Posidonia oceanica* eran claramente distinguibles en las elevaciones rocosas duras.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Esta técnica ofrece un método rápido y eficaz para estudiar la dinámica costera en aguas de hasta 5 metros de profundidad, un rango donde los métodos tradicionales como el sonar de barrido lateral o sondas mono/multihaz producen mosaicos de baja calidad y suponen un gran esfuerzo por la cantidad de recorridos necesarios para su obtención.

La metodología aplicada ha permitido generar un mapa de la franja costera de Cabo Huerta con una resolución de 1.4 cm/píxel, lo que representa una mejora significativa respecto a las metodologías tradicionales y posibilita la elaboración de una cartografía de alta resolución en la zona de transición tierra-mar.

El único inconveniente radica en que, para realizar los vuelos con el mar en calma y cumpliendo la normativa que prohíbe el sobrevuelo de personas, es necesario aprovechar los periodos de altas presiones durante el invierno.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por fondos del programa ThinkInAzul NextGenerationEU (PRTR-C17.I1) de la Unión Europea, proyecto de la Generalitat Valenciana GVA-THINKINAZUL/2021/039 y el proyecto PID2020-114381GB-I00 de la Agencia Estatal de Investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación. Es una aportación del grupo de investigación de la VIGROB21-053 de la Universidad de Alicante.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alfaro, P. Andreu, J.M., Estévez, A., Tent-Manclús, J.E., y Yébenes, A. (1999). *Itinerarios geológicos por el litoral de la provincia de Alicante*. Instituto de Ciencias de la Educación, Universidad de Alicante, 317 pp.

Alfaro, P. Andreu, J.M., Estévez, A., Tent-Manclús, J.E., y Yébenes, A. (2004). *Geología de la provincia de Alicante*. Departamento de Ciencias de la Tierra y del M.A., Universidad de Alicante, Alicante, 267 pp.

Bonomo, D., Ronda, J.L., Benabdeloued, B.Y.N., Tent-Manclús, J.E., Salcedo-Justicia, E.M. y Alcántara-Carrió, J. (2024). Estudio con sonar de barrido lateral de la base del acantilado del Morro de Toix (Calpe, Alicante). XII Jornadas de Geomorfología Litoral. Editorial Universitat Politècnica de València, Valencia, 254–260.

Christiansen, L. (2021). Laser Bathymetry for Coastal Protection in Schleswig-Holstein. *PFG- Journal of Photogrammetry, Remote Sensing and Geoinformation Science*, 89, 183–189. https://doi.org/10.1007/s41064-021-00149-w

Durán, R., García-Gil, S. y Vilas, F. (2000). Aplicación del Sonar de Barrido Lateral a la cartografía de fondos marinos. Ejemplo de la Ría de Pontevedra (Galicia, NO España). *Geogaceta*, 28, 87–90.

Grenzdörffer, G. J. y Naumann, M. (2016). Investigations on the possibilities of monitoring coastal changes including shallow underwater areas with UAS photo bathymetry. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* XLI-B1:843–50.

Marcos, M., Puyol, B., Amores, A., Pérez Gómez, B., Fraile, M. A. y Talke, S. A. (2021). Historical tide gauge sea-level observations in Alicante and Santander (Spain) since the 19th century. *Geoscience Data Journal*, 8-2, 144-153.

Muzirafuti, A., Barreca, G., Crupi, A., Faina, G., Paltrinieri, D., Lanza, S., y Randazzo, G. (2020). The Contribution of Multispectral Satellite Image to Shallow Water Bathymetry Mapping on the Coast of Misano Adriatico, Italy. *Journal of Marine Science and Engineering*, 8(2), 126. https://doi.org/10.3390/jmse8020126

Ronda, J.L.; Benabdeloued, B. Y. N.; Tent-Manclús, J.E. (2023). Desarrollo de una nave superficial autónoma para el estudio de ambientes acuáticos: ejemplo de las lagunas de Rabasa. *Geogaceta*. 74, 115-118. 10.55407/geogaceta98281

Telem, G., y Filin, S. (2010). Photogrammetric modeling of underwater environments. *ISPRS Journal Photogrammetry Remote Sensing*, 65, 433–444.

Xu, J., Irigoien, X. y Alouini, M.-S. (2024). State-of-the-Art Underwater Vehicles and Technologies Enabling Smart Ocean: Survey and Classifications. *Electrical Engineering and Systems Science: System and Control*. https://doi.org/10.48550/arXiv.2412.18667

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 257-260. ISBN: 978-84-10345-81-2

INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DE UN DEPÓSITO EDAFO-SEDIMENTARIO EN SECTOR COSTERO DE LARIÑO (CARNOTA, A CORUÑA)

Paleoenvironmental interpretation of an edapho-sedimentary deposit in the coastal sector of Lariño (Carnota, A Coruña)

Daniel Cajade-Pascual[1], Ramón Blanco-Chao[1,2] y Manuela Costa-Casais[1,2]

1. Departamento de Xeografía, Universidade de Santiago de Compostela (USC). Praza da Universidade, 1, 15704 Santiago de Compostela. danielcajadepascual@gmail.com;
2. Grupo de Estudios Medioambientales Aplicados al Patrimonio Natural y Cultural (GEMAP). Centro de Investigación Interuniversitario das Paisaxes Atlánticas Culturais (CISPAC).

Abstract: This study analyses an edapho-sedimentary sequence located in the coastal sector of Lariño (NW Iberia). The interpretation of the results allows us to differentiate three sedimentary facies (continental, alluvial, and aeolian), revealing environmental and sea-level changes in the sector from the Late Pleistocene to the present. The results obtained in Lariño are consistent with other studies conducted on the galician coast.

Palabras clave: Holoceno, Pleistoceno, aluvial, sedimentología litoral, NO Península ibérica.
Keywords: Holocene, Pleistocene, alluvial, coastal sedimentology, NW Iberian Peninsula.

1. INTRODUCCIÓN

La investigación paleoambiental desarrollada en ambientes costeros permite una mejor interpretación del origen y evolución de estos sectores de elevado dinamismo, y su relación con los cambios en las condiciones ambientales y del nivel del mar. Entre los archivos paleoambientales más empleados en el NO peninsular están los depósitos edafo-sedimentarios costeros, obtenidos en diferentes ambientes y con rangos y resolución temporales diversas (Cajade-Pascual, 2024).

En la costa gallega, las facies del Pleistoceno Superior son principalmente de naturaleza continental, resultado de condiciones periglaciares y la dinámica de ladera, en un contexto de nivel del mar inferior al actual. En el depósito de Mougás, localizado en la costa sur de Galicia, se han identificado facies continentales datadas entre 39.5 ka BP y 6.0 ka BP (Costa-Casais et al., 1996). En depósitos cercanos como Oia o San Xián se han reconocido facies similares entre 35.0 ka BP y 25.0 ka BP (Blanco-Chao et al., 2019). En Caamaño se han descrito niveles de acumulación periglaciar entre 36.0 ka BP y 20.0 ka BP; mientras que en Arnela, se han datado niveles similares entre el 38.0 ka BP y 31.0 ka BP (Blanco-Chao et al., 2003). En la costa NE de Lugo, también se han registrado niveles de acumulación periglaciares en 27.5 ka BP y en 19.0 ka BP, localizadas en el sector de Punta Gallín (Feal-Pérez, 2012).

La subida del nivel del mar durante la transgresión holocena se escenifica con el cambio progresivo de las condiciones continentales hacia las costeras. Entre 8.0 ka BP y 3.6 ka BP se configuran sistemas barrera-laguna en Louro (González-Villanueva et al., 2015), Doniños (Sáez et al., 2018) o en Cíes (Costas et al., 2009). Las secuencias edafo-sedimentarias analizadas en el islote Areoso (ría de Arousa) evidencian el cambio de las condiciones de sedimentación continentales a las costeras a partir del 4.0 ka BP, con una estabilización del nivel del mar en cotas similares a las actuales a partir del 3.5 - 3.2 ka BP (Cajade-Pascual, 2024; Cajade-Pascual et al., 2023).

El objetivo de este estudio es analizar los primeros resultados paleoambientales obtenidos en un depósito edafo-sedimentario (LAR-I), situado en la desembocadura de un pequeño torrente en la playa de O Porto dos Botes (Lariño, Carnota). Los resultados serán discutidos en el marco evolutivo de la costa gallega.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio (Fig. 1) se corresponde con un sector costero de 1,5 km de largo, localizado

en Lariño (Carnota), conformada por playas de bloques y playas compuestas, delimitadas por salientes y acantilados rocosos. En la zona de trasplaya se desarrollan pequeños sistemas dunares, muy modificados por la actividad antrópica. Hacia el interior se extiende una llanura costera de escasa pendiente, con una anchura comprendida entre 200 y 500 metros. Esta superficie llana está delimitada haca el NE por un cordón montañoso, produciendo un incremento en las pendientes. Esta topografía abrupta favorece la existencia de pequeños cursos de agua, de carácter semitorrencial, como el de Reseso, con apenas 1 km de longitud. En su desembocadura, en la playa de O Porto dos Botes, se localiza el depósito analizado.

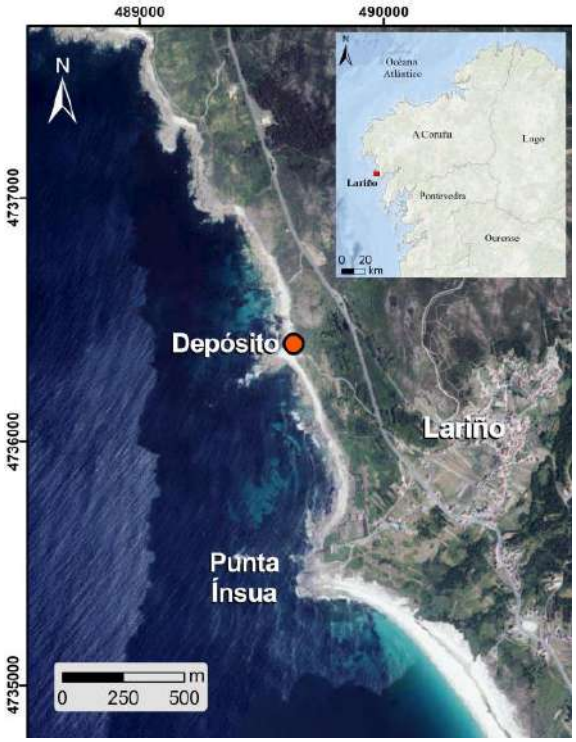


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio y del depósito edafo-sedimentario.
Figure 1. Location map of the study area and the edapho-sedimentary deposit.

3. METODOLOGÍA

El perfil edafo-sedimentario analizado tiene una potencia de 2,40 m, del que se obtuvieron 41 muestras. Fueron descritas en húmedo y en seco siguiendo las directrices para la descripción de los suelos de la FAO (2009). La granulometría se realizó con una columna de tamices entre 0,063 y 16 mm, y se obtuvieron los parámetros estadísticos de tamaño medio y selección. Se determinó el contenido en materia orgánica, mediante el método de pérdida por combustión (*Lost on Ignition*, LOI). Los resultados de campo y fisicoquímicos sirvieron de base para seleccionar las muestras a datar por radiocarbono en *Beta Analytics* (Tabla 1).

Tabla 1. Dataciones por radiocarbono.
Table 1. Radiocarbon dating.

Muestra	Código	2σ cal. BP	Edad conv. (BP)
LAR-I-8	β712693	4983 - 4860	4380 ± 30
LAR-I-21	β712694	8018 - 7930	7150 ± 30
LAR-I-34	β712695	12725 - 12612	10630 ± 40
LAR-I-40	β712696	20367 - 19997	16700 ± 50

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La secuencia LAR-I se caracteriza por un sedimento heterométrico, inmaduro y con importante presencia de gravas alteradas y oxidadas. El análisis de la secuencia ha permitido diferenciar 15 unidades edafo-sedimentarias (Fig. 2), que se vinculan a tres ambientes de formación.

Facies de alteración
La unidad basal (235-240 cm de profundidad) se corresponde con el nivel de alteración del sustrato granítico. Este material probablemente no se encuentre *in situ*, aunque el carácter inmaduro y el elevado grado de alteración sugieren un transporte muy limitado desde el área fuente.

Facies fluvio-aluviales
Abarcan la mayor parte del depósito (70-235 cm de profundidad), y se corresponden con las unidades II a XIII. Se trata de una alternancia de niveles de naturaleza fluvio-aluvial, resultado del trasponte del material a través del barranco de Reseso, procedente de los sectores de topografía más elevados situados al NE-E. El material, de origen continental, tiene poco grado de madurez textural, dominando las morfologías angulosas. La naturaleza de las partículas coincide con la litología (y su composición mineralógica) de la cuenca hidrográfica, dominada por los granitos, con presencia de cuarcitas y, en menor medida, de material metamórfico foliado. No se encuentra material carbonatado biogénico ni una población de sedimento maduro semejante a la matriz de las playas del sector de estudio (Blanco-Chao et al., 2022), que pudiera sugerir la incorporación de sedimento costero.

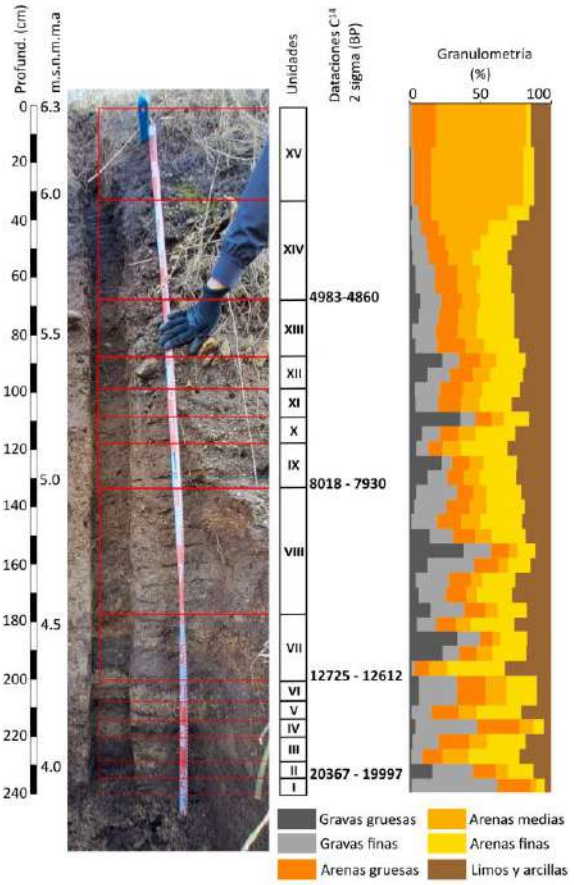


Figura 2. Propiedades granulométricas y dataciones de la secuencia LAR-I.
Figure 2. Granulometric properties and dating of LAR-I sequence.

Facies eólicas

Los 40 cm superiores de la secuencia (unidad XV) están conformados por un sedimento arenoso moderadamente bien seleccionado, con un tamaño medio de partícula de 0,4 mm y con un contenido en arenas medias superior al 60 %. Estas características texturales son coincidentes con un sedimento de origen eólico, que fosiliza las facies fluvio-aluviales. El material es semejante al encontrado en la playa actual, con una composición siliciclástica mayoritaria, contenidos menores de material metamórfico y una pequeña población de partículas ferromagnesianas muy redondeadas. El tamaño medio de partícula de las facies eólicas de Lariño es ligeramente superior a la de otros niveles dunares de la costa gallega. Este hecho puede vincularse con el elevado grado de exposición del sector costero; y al tamaño de sedimento del área fuente, en este caso, las playas de Área y Porto de los Botes. La unidad XIV (40-70 cm de profundidad) se corresponde con un nivel de transición entre las facies fluvio-aluviales y eólicas. Sus características sedimentológicas son semejantes al resto de las unidades fluvio-aluviales, pero la parte superior del nivel muestra un aumento de las arenas y un descenso de las gravas y de la fracción fina, vinculado a la entrada de sedimento costero**.**

Las cuatro dataciones por C^{14} realizadas permiten contextualizar cronológicamente la formación y ayudan a interpretar la evolución del depósito. La base de la secuencia, con bajo contenido orgánico, ha sido datada en 20367 - 19997 cal. BP y se corresponde con la unidad II. Esta unidad refleja una fase de estabilización y edafización sobre el nivel de alteritas remobilizadas, ubicadas en la base de la secuencia. Las acumulaciones de gravas pueden vincularse a arrastres aluviales o fluvio-nivales desde las laderas cercanas, que se intercalan con niveles más finos, cohesivos y orgánicos, indicativos de episodios de menor actividad erosiva, durante los que dominan los procesos edafogenéticos.

La fecha obtenida en la base de la unidad VII (12725 - 12612 cal. BP), cronológicamente se corresponde con el final del *Bølling-Allerød* y el comienzo del *Dryas* Reciente. Los resultados no permiten identificar la causa de los bruscos cambios granulométricos, que pueden ser indicativos de cambios en las condiciones ambientales o de episodios de alta energía. No obstante, el contenido en LOI (2,5 %) sí parece indicar que estos niveles, una vez depositados, tuvieron un período de edafización.

La parte superior de la unidad VIII y la base de la unidad IX (8018 - 7930 cal. BP) presentan un menor contenido en gravas, que podría vincularse al cambio hacia unas condiciones de mayor aridez y menores precipitaciones durante el Evento 8.2 y el comienzo del Óptimo Climático del Holoceno. Así, la menor incidencia de eventos pluviométricos intensos impediría el arrastre de partículas gruesas, como se identifica en la parte superior de la unidad VIII, que apenas contiene granulometrías superiores a los 4 mm. Mientras que el aumento de la pluviosidad favorecería el arrastre de material de mayor grosor (unidad IX). Con todo, no puede descartarse que las variaciones en la sedimentación se deban, al menos parcialmente, a cambios en la dinámica fluvial, como el desplazamiento de los canales.

La incorporación de material costero (eólico) detectada en la unidad XIV, refleja el progresivo acercamiento de la línea de costa en la fase final de la trasgresión posglaciar. La datación realizada en la base de la unidad XIV

(4983 - 4860 cal. BP) es concordante con las obtenidas en otros estudios de la costa gallega, que sitúan el nivel del mar ligeramente por debajo de las cuotas actuales hacia el 5.0 - 4.0 ka BP (Cajade-Pascual 2024; Cajade-Pascual et al., 2023; Costas et al., 2009; González-Villanueva et al., 2015). La posterior llegada de la línea de costa a una posición similar a la actual favoreció la acreción eólica, que terminó por fosilizar los niveles fluvio-aluviales y conformar el sistema dunar actual.

5. CONCLUSIONES

El estudio de la secuencia edafo-sedimentaria (LAR-I), obtenida en un depósito situado en el sector costero de Lariño, permite diferenciar tres fases evolutivas desde el Pleistoceno Superior. La mayor parte de la secuencia está conformada por una sedimentación fluvio-aluvial, resultado del arrastre del material desde las áreas topográficamente más elevadas, canalizadas a través del barranco de Reseso. La progresiva mejora climática durante el Holoceno y el aumento del nivel del mar se evidencia en las dos unidades superiores de la secuencia, donde se aprecia el cambio a una sedimentación de naturaleza costera, con posterioridad al 4800 BP, y que se relaciona con el acercamiento de la línea de costa a la posición actual. El estudio de la secuencia LAR-I permite poner en valor el notable potencial de los depósitos edafo-sedimentarios costeros como archivos paleoambientales. La secuencia sedimentaria aquí estudiada es notablemente distinta de los depósitos Pleistoceno-Holocenos conocidos en la costa gallega. No obstante, los resultados obtenidos hasta el momento no permiten vincular de forma más precisa los cambios en la sedimentación con eventos paleoclimáticos, por lo que será necesario continuar con su estudio.

AGRADECIMIENTOS

En el marco de esta investigación, DCP ha contado con la financiación de las *Bolsas de investigación de la Deputación Provincial de A Coruña. Convocatoria 2023, R.P.2023/8137*.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M., Martínez-Cortizas, A., Pérez-Alberti, A. y Trenhaile, A. S. (2003). Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(7), 757-775. https://doi.org/10.1002/esp.496

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M., Cajade-Pascual, D. y Gómez-Rey, G. (2019). Coastal retreat and sedimentation during the last 3000 years. Atlantic coast of NW Spain. *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(10), 331. https://doi.org/10.3390/jmse7100331

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M. y Cajade-Pascual, D. (2022). Pendiente, tamaño de sedimento, permeabilidad y herencias en playas de material grueso. En R. Blanco Chao, M. Costa Casais, A. Gómez Pazo, D. Cajade Pascual, R. González Villanueva, A. Bernabéu y L. López Olmedilla (Eds.), *XI Jornadas de Geomorfología Litoral Galicia 2022* (pp. 156 159). USC. http://hdl.handle.net/10347/30050

Cajade-Pascual, D. (2024). La investigación paleoambiental a través de los depósitos edafo-sedimentarios: revisión bibliográfica de la costa gallega (NO Península Ibérica). *Cuaternario y Geomorfología*, 38 (3-4). https://doi.org/10.17735/cyg.v38i3-4.107275

Cajade-Pascual, D., Costa-Casais, M., Blanco-Chao, R. y Taboada, T. (2023). Sea-level change and human occupation over 6000 years on Areoso Island (Ría de Arousa, NW Iberian Peninsula). *Environmental Earth Sciences*, 82(11), 1-12. https://doi.org/10.1007/s12665-023-10955-7

Costa-Casais, M., Moares, C., Martínez-Cortizas, y A. (1996). Caracterización fisicoquímica do depósito de Mougás (Pontevedra): Implicacións morfoxenéticas. En A. Peréz-Alberti, P. Martini, W. Chesworth y A. Martínez-Cortizas (Eds.), *Dinámica y evolución de medios cuaternarios* (pp. 431-440). Consellería de Cultura, Xunta de Galicia.

Costas, S., Muñoz Sobrino, C., Alejo, I. y Pérez-Arlucea, M. (2009). Holocene evolution of a rockbounded barrier-lagoon system, Cíes Islands, northwest Iberia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(11), 1575-1586. https://doi.org/10.1002/esp.1849

FAO (2009). Guía para la descripción de suelos. Organización de las Naciones Unidas para la agricultura y la alimentación.

Feal-Pérez, A. (2012). *Evolución morfodinámica y procesos actuales en costas rocosas*. Tesis doctoral, Universidade de Santiago de Compostela].

González-Villanueva, R., Pérez-Arlucea, M., Costas, S., Bao, R., Otero, X. L. y 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

Sáez, A., Carballeira, R., Pueyo, J. J., Vázquez-Loureiro, D., Leira, M., Hernández, A., Valero-Garcés, B. L. y Bao, R. (2018). Formation and evolution of back-barrier perched lakes in rocky coasts: An example of a Holocene system in north-west Spain. *Sedimentology*, 65(6), 1891-1917. https://doi.org/10.1111/sed.12451

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 261-264. ISBN: 978-84-10345-81-2

ANÁLISIS DEL IMPACTO DE TEMPORALES COSTEROS RECIENTES EN EL LITORAL CATALAN A PARTIR DE CARTOGRAFÍAS GEOMORFOLÓGICAS

Analysis of the impact of recent storms on the Catalan coast based on geomorphological mapping

Rosa Carles[1], Fus Micheo[1], Jordi Pinyol[1] y Marta González[1]

1. Unitat de processos geològics actius y Sistema de Informació de Riscos Geològics. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. Parc de Montjuïc s/n 08038 Barcelona. Rosa.Carles@icgc.cat

Abstract: In recent decades, coastal areas have experimented a significant increase in socio-economic pressure, making them sensitive to coastal risks. In the case of Catalonia, risks related to the impact of coastal storms constitute the main short-term risk, with erosion and flooding being the effects that cause most damage. In this context, knowledge of the response of the coast to these events is essential for the correct management of this part of the territory. In this contribution we present the effects produced by the impact of recent storms on the Catalan coastal strip based on the analysis of geomorphological mapping of flooded surfaces.

Palabras clave: dinámica litoral, temporales, inundación, erosión, cartografía geomorfológica.
Keywords: coastal dynamics, storms, flooding, erosion, geomorphological mapping.

1. INTRODUCCIÓN

Según los datos publicados en el Sexto Informe del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, 2023), la actual situación de emergencia climática puede conllevar un aumento en la frecuencia e intensidad de los eventos meteorológicos extremos causando impactos generalizados a nivel mundial. En el contexto del litoral catalán, esto puede implicar, entre otros fenómenos, una mayor frecuencia de temporales marítimos altamente energéticos que azoten la costa causando numerosos daños y generando cuantiosas pérdidas económicas. Este hecho se agrava por la elevada densidad demográfica y el alto grado de antropización del territorio: aproximadamente el 43 % de la población catalana reside en municipios costeros (IDESCAT, 2023), y el 59 % de los primeros 100 metros de costa están urbanizados, proporción que asciende al 81 % si se excluyen el Cap de Creus y el Delta de l'Ebre (GENCAT, 2024). En consecuencia, esta parte del territorio pasa a ser una zona altamente sensible que requiere de una correcta gestión de los riesgos costeros.

Por ello, es imprescindible conocer la respuesta de la costa ante fenómenos extremos para poder evaluar el impacto sobre el territorio, validar los escenarios de peligrosidad actuales y generar escenarios futuros teniendo en cuenta las previsiones del cambio climático.

Con este propósito y como organismo responsable de liderar y coordinar el proyecto Servicio de Información de la Dinámica Litoral (SIDL) (ICGC, 2025a), el Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC) está generando, actualizando y centralizando información sobre el litoral, así como realizando diversos trabajos centrados en esta parte del territorio. Todo ello con el objetivo final de que el SIDL sea la herramienta que reúna todo el conocimiento del litoral en una misma interfaz de visor de mapas.

El presente trabajo muestra el impacto de los temporales a partir de las cartografías de las superficies inundadas durante los temporales con el objetivo de identificar y cuantificar aquellos efectos que más modifican la línea de costa.

2. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio abarca los 911 km de costa a escala 1:5.000 (ICGC, 2021) que tiene la Comunidad Autónoma de Catalunya, al NE de la Península Ibérica, desde el Cap Falcó (provincia de Girona) hasta el río Sénia (provincia de Tarragona), incluyendo los deltas de la Tordera, del Besós, del Llobregat y de l'Ebre, así como, los sistemas fluvio-deltaicos del Fluvià-Muga y del Ter y los tramos finales de las

desembocaduras de los principales ríos y ramblas del territorio.

3. TEMPORALES ESTUDIADOS

Los temporales seleccionados para el análisis son aquellos de los que se dispone de imágenes aéreas de alta resolución tomadas en los días posteriores a cada uno de los eventos. El ICGC cuenta con imágenes aéreas de vuelos fotogramétricos de 10 temporales, ocurridos entre enero de 2017 y abril de 2024. Como se observa en la Tabla 1, la cobertura de vuelo varía para cada temporal, ya que se define en función del impacto sobre el territorio y de la magnitud de sus efectos. Todas estas imágenes están accesibles en el Visor d'Impacte dels temporals de mar a Catalunya y del Geoservei WMS Costa, ambos disponibles en la web del instituto (ICGC, 2025b).

Tabla 1. Descripción de las imágenes realizadas por el ICGC tras el paso de cada temporal. *Las imágenes del temporal Isaack son de satélite.
*Table 1. Description of the images produced by the ICGC after each storm. *The images of Storm Isaack are from a satellite.*

Fecha de impacto del temporal (código de temporal)	Fecha de vuelo	Cobertura Costa km (%)	Tamaño píxel (cm)
21-22 de enero de 2017 (20170121)	21-22/01/17	911 (100%)	25
1-2 de marzo de 2018	6-16/03/18	455 (50%)	25
19-23 de abril de 2019	26/04/19 y 13/05/19	729 (80%)	25
22-24 de octubre de 2019	27/10/19	455 (50%)	25
4-5 de diciembre de 2019	7-10/12/19	638 (70 %)	10
19-23 de enero de 2020 – Gloria (20200119)	24-27/01/20	850 (91%)	10-15
7-10 de enero 2021 Filomena	12/01/21	91 (10%)	15
13-19 de marzo de 2022 - Celia	4-8/04/22	364 (40%)	10
6-8 de febrero de 2023 (Isaack)*	12-14/02/23	92 (10%)	30*
26 de marzo - 1 de abril de 2024 - Nelson (20240326)	3-6/04/24	771 (85%)	10

4. METODOLOGÍA

La metodología adoptada se describe en detalle en las especificaciones técnicas de realización (Carles *et al.*, 2023), las cuales tienen por objetivo establecer los criterios cartográficos que garanticen la homogeneidad en la representación y análisis de los distintos temporales. A grandes rasgos la metodología consta de dos fases principales: 1) Recopilación y análisis de información de cada uno de los eventos y 2) Cartografía geomorfológica de los efectos desencadenados por los temporales.

Recopilación y análisis de información

Para cada uno de los temporales se realiza una recopilación sistemática de la información bibliográfica disponible, complementada con una búsqueda lo más exhaustiva posible de material multimedia publicado en medios de comunicación y redes sociales. En función de la magnitud e impacto del temporal, se llevan a cabo campañas de campo con el fin de obtener información in situ. Entre las fuentes utilizadas, queremos destacar el gran valor que aportan las imágenes multimedia y de campo obtenidas durante el transcurso del temporal y en los momentos inmediatamente posteriores. Esta información resulta especialmente relevante para documentar aquellos efectos más efímeros, que no son identificables en imágenes aéreas convencionales y que, por tanto, difícilmente se podrían incorporar a la cartografía.

Cartografía geomorfológica de las superficies inundadas por los temporales

La elaboración de las cartografías se realiza en base a la fotointerpretación de las imágenes aéreas de cada temporal y a su comparación con la ortofoto anterior para identificar los cambios geomorfológicos relacionados con las dinámicas litoral y fluvial. A grandes rasgos, los principales elementos que se distinguen son: los escarpes de erosión, la formación de depósitos y abanicos de desbordamiento, los cauces fluviales funcionales, la acumulación de flotantes y los daños en infraestructuras, así como, la superficie máxima de inundación. En todas las cartografías la fotointerpretación se ha complementado con los datos obtenidos del análisis de imágenes multimedia y del trabajo de campo.

5. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Se ha obtenido una cartografía geomorfológica homogénea y continua a lo largo de toda la costa, a escala 1:5.000, que permite realizar análisis cualitativos y cuantitativos de los efectos de los 10 temporales analizados y de la respuesta del litoral ante episodios altamente energéticos.
En concreto, se ha analizado el impacto de los temporales sobre la costa catalana desde tres perspectivas distintas. En primer lugar, se han analizado aquellos efectos que más daños causan

y más modifican la línea de costa. En segundo lugar, se han identificado los tramos de costa que han experimentado un impacto reiterado por los eventos considerados. Finalmente, se ha evaluado el impacto directo de los temporales en los sistemas playa-duna.

Impacto sobre la línea de costa

Del análisis del conjunto de cartografías se desprende que los efectos desencadenados por los temporales que más daños causan y más transforman la línea de costa son la formación de escarpes de erosión, la formación de depósitos y abanicos de desbordamiento y la inundación por entrada de agua marina. En este apartado presentamos los resultados de los tres eventos que mayor impacto han producido, en cuanto a extensión, en el litoral. Concretamente se han calculado los kilómetros de escarpes producidos, tanto por la dinámica litoral como la fluvial (Tabla 2); la superficie de depósitos de desbordamiento formados durante los temporales (Tabla 2); y las superficies de inundación (Tabla 3).

Los valores de la superficie inundada se presentan en base a la dinámica predominante que la causó, de esta forma se distingue entre inundación fluvial, litoral y mixta. En esta última categoría se distinguen aquellos sectores donde la inundación se produjo por la combinación de las dos primeras más la precipitación pluvial.

De manera individual, el temporal Gloria ha sido el que ha causado las inundaciones más extensas, con órdenes de magnitud muy superiores al resto. A partir de la superposición de todas las capas de superficie inundada, se ha obtenido la superficie máxima de inundación (SMI) generada por temporales recientes en Catalunya. Cabe destacar que la SMI prácticamente tiene la misma extensión que la superficie inundada por el temporal Gloria.

Tramos de costa con impacto reiterado

Del conjunto de efectos generados por los 10 temporales estudiados se extrae que el 48% del litoral catalán se ha visto afectado de forma reiterada por estos episodios (Figura 1). Con respecto a la tipología de costa (Micheo *et al.,* 2025), estos sectores se localizan principalmente en tramos de costa modificada antrópicamente (16,5%); en costa deltaica progradante (16%); en costa baja deposicional (8,5%); en costa de llanura aluvial (3,5%); y en costa baja rocosa (3,5%). En el 52% restante del litoral, corresponde mayoritariamente costa rocosa abrupta y modificada antrópicamente (34% y 11%, respectivamente), el embate de los temporales no causa daños tan importantes ni apenas produce cambios en la línea de costa.

Tabla 2. Resultados del cálculo de escarpes de erosión y superficies de depósitos y abanicos de desbordamiento para los tres eventos con impacto de mayor extensión territorial.
Table 2. Results of the calculation of erosion scarps and washover fans surfaces for the three events with the largest territorial extent of impact.

Código de temporal	Escarpes de erosión (km)	Superficie de depósitos de desbordamiento (km^2)
20170109	27,41	4,30
20200119	26,90	5,11
20240326	31,65	0,079

Tabla 3. Resultado del cálculo de las superficies inundadas para los tres temporales de mayor extensión y la superficie máxima inundada (SMI) obtenida de la superposición de las superficies inundadas de todos los temporales.
Table 3. Result of the calculation of the flooded surfaces for the three largest storms and the maximum surface obtained from the superposition of the layers of all the storms.

Código de temporal	Origen fluvial (km^2)	Origen mixto (km^2)	Origen litoral (km^2)	Superficie total (km^2)
20170109	0,50	0,66	27,30	28,46
20200119	13,72	215,56	78,32	307,60
20240326	0,0007	0,1	7	7,1
SMI	14,22	2016,01	81,14	311,37

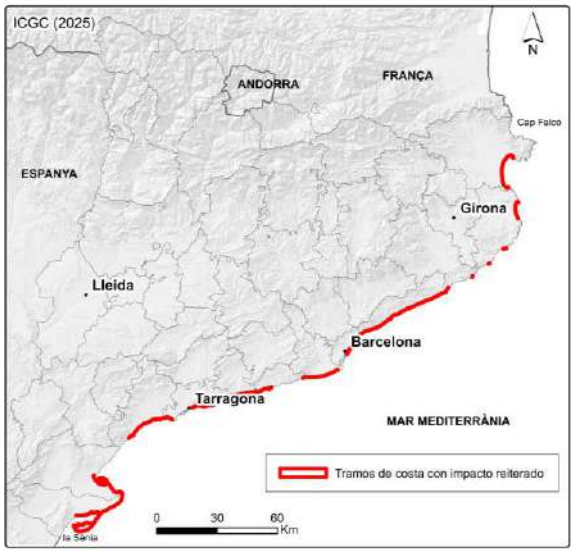


Figura 1. Tramos de costa con impacto reiterado.
Figure 1. Coastal sectors repeatedly impacted.

A grandes rasgos, los tramos con impacto reiterado de mayor extensión corresponden a los deltas de la Tordera, del Llobregat y de l'Ebre; a los sistemas fluvio-deltaicos del Fluvià-Muga y del Ter; a la costa del Maresme; y a dos sectores de la Costa Daurada (entre Cunit y Tarragona y entre Salou y l'Hospitalet de l'Infant). A estos, se tiene que sumar sectores de menor extensión, pero con una gran presión antrópica, como los

tramos de costa entre Vilanova i la Geltrú y Cubelles o el litoral de Badalona a Badalona.

Efectos sobre los sistemas de playa-duna

Los sistemas playa-duna son elementos claves en la mitigación de los peligros costeros en tramos de costa arenosa, ya que constituyen la primera barrera natural ante el embate del oleaje, además de actuar como reservorio de arena y amortiguar la intrusión de agua marina tierra adentro, durante episodios altamente energéticos. De ahí, la necesidad de conocer la respuesta de estos sistemas al impacto directo de los temporales.

Los principales efectos causados por los temporales estudiados e identificados sobre estos sistemas han sido: la formación de escarpes frontales provocados por el oleaje; la erosión de sedimentos en las playas por la activación de los cauces fluviales y el efecto de la escorrentía del agua de lluvia; y el rebasamiento de los sistemas por el fuerte oleaje, provocando, en algunos casos, una erosión de sedimentos que se movilizan y se depositan en la parte trasera del sistema formando depósitos de desbordamiento.

A partir de esto, el análisis permite concluir que, de las 121 playas con dunas (ICGC, 2024), el 80 % se localizan en tramos de costa que han experimentado impactos reiterados. Asimismo, si se produjera otro temporal capaz de generar una inundación de la magnitud de la SMI, 78 de estos sistemas playa-duna se verían afectados por una inundación marina que los cubriría en más del 85 % de su superficie.

6. CONCLUSIONES

Las cartografías geomorfológicas realizadas son esenciales para analizar el impacto de los temporales y la respuesta de la costa a la dinámica litoral desde múltiples enfoques y a diferentes escalas. Su realización nos permite disponer de un registro de los efectos desencadenados por estos eventos y su distribución a lo largo de la franja costera. Los efectos que más transforman la línea de costa son la erosión, la formación de depósitos de desbordamiento y la inundación marina.

Con respecto al análisis del conjunto de las cartografías se corrobora que el temporal que se debe tomar como referencia para plantear planes de mitigación frente a los riesgos costeros en Catalunya es el Gloria, tanto por los cuantiosos efectos que causó como por la magnitud y extensión de estos. El impacto causado por el Gloria engloba los impactos, de menor magnitud, del resto de temporales.

Además, a partir de las superficies inundadas de cada temporal se ha obtenido la superficie máxima de inundación (SMI) generada por temporales costeros en Catalunya, con una extensión total de 311,37 km^2.

Por otra parte, se concluye que el 48% del litoral está afectado de forma reiterada por el impacto de temporales y, en su mayoría, se corresponde con tramos de costa deltaica progradante, costa modificada antrópicamente y costa baja deposicional. Por último, el 80% de los sistemas playa-duna de Catalunya pueden verse afectados por la erosión y por el rebasamiento del oleaje si se dan episodios como los estudiados.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Carles, R., González, M., Pinyol, J., Sánchez, E. y Micheo M.J. (2023). Cartografia de la superficie inundada per la borrasca Gloria (19 - 23 de enero de 2020) en la franja litoral catalana. En Desir, G., Nadal, E. y Regües, D. (Eds.), *Libro de actas de la XVI Reunión Nacional de Geomorfología* (pp. 110-111). SEG.

GENCAT. (2024). Configuració del litoral Català, https://territori.gencat.cat/ca/06_territori_i_urbanisme/costes_i_muntanya/la_costa_catalana/la_costa_catalana/index.html

ICGC. (2021). Informe de riesgos de la costa catalana frente al cambio climático (proyecto PIMA Adapta Costas). ICGC.AP-0044/21. https://canviclimatic.gencat.cat/es/oficina/publicacions/estudis_adaptacio/index.html

ICGC. (2024). Institut Cartogràfic i Geologic de Catalunya. Cartografia platges i dunes 2015. CG-0008/24

ICGC, 2025a. Institut Cartogràfic i Geologic de Catalunya, https://www.icgc.cat/ca/Ambits-tematics/Ambit-litoral/Estrategia-litoral-Servei-dInformacio-de-la-Dinamica-Litoral

ICGC, 2025b. Institut Cartogràfic i Geologic de Catalunya. Visor Impacte dels temporals de mar a Catalunya https://www.icgc.cat/ca/Ambits-tematics/Ambit-litoral/Aplicacions-i-visors

IDESCAT. (2023). Población. Municipios. 2023. https://www.idescat.cat/indicadors/?id=aec&n=15903&lang=es

IPCC. (2023). AR6 Synthesis Report: Climate Change 2023. https://www.ipcc.ch/report/sixth-assessment-report-cycle/

Micheo, M.J., González, M., Pinyol, J. y Carles, R. (2025) Caracterización geomorfológica de la costa catalana: una propuesta de clasificación integrada. Libro de actas de la XVII Reunión Nacional de Geomorfología. SEG.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 265-268. ISBN: 978-84-10345-81-2

EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL HUMEDAL COSTERO DEL RÍO COPIAPÓ (NORTE DE CHILE) MEDIANTE CARTOGRAFÍA MULTITEMPORAL ENTRE LOS AÑOS 2013 Y 2017

Geomorphological evolution of the Copiapó coastal wetland (Northern Chile) using multitemporal mapping between 2013 and 2017

Rolando Fernández Navarro[1], Manuel Abad[1] y Tatiana Izquierdo[1]

1. Grupo de investigación en Dinámica de la Tierra y Evolución del Paisaje de la Universidad Rey Juan Carlos, c/ Tulipán s/n, 28933-Móstoles (Madrid), tatiana.izquierdo@urjc.es

Abstract: This study examines the geomorphological evolution of the Copiapó River wetland (northern Chile) in response to high-energy events. Using geomorphological maps from 2013, February 2017 (pre-flood), and August 2017 (post-flood), we document the most significant landscape changes including river mouth widening, reactivation of abandoned channels, lagoon formation and disappearance, and a large crevasse splay. Post-event mapping reveals erosional scars and renewed sedimentation. These findings highlight the abrupt, lasting impacts of extreme events on arid wetlands and underscore the value of multi-temporal mapping for understanding geomorphological responses to hydrological disturbances.

Palabras clave: Geomorfología costera, humedal árido, evento extremo, cartografía multitemporal, río Copiapó.
Keywords: Coastal geomorphology, arid wetland, extreme event, multitemporal mapping, Copiapó River.

1. INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

Los humedales costeros áridos constituyen sistemas relativamente estáticos desde un punto de vista geomorfológico, con amplio predominio de procesos morfogenéticos de origen eólico y costero sobre los fluviales. Al mismo tiempo, pueden ser considerandos zonas muy vulnerables, ya que su dinámica está estrechamente ligada a la ocurrencia de eventos extremos, como las crecidas torrenciales, y las inundaciones marinas de alta energía o tsunamis, que generan grandes impactos sobre su funcionamiento y configuración.

Este es el caso del humedal árido del río Copiapó, en el norte de Chile, localizado en desembocadura de este río en el océano Pacífico (Figura 1). Fisiográficamente, corresponde a un estuario cerrado por una barrera litoral y en avanzado estado de colmatación, con desarrollo de un amplio cordón dunar litoral. El río presenta un caudal superficial muy escaso durante todo el año que proviene de un manantial localizado aproximadamente 20 km aguas arriba de la desembocadura, con una descarga anual de ~3,5 hm³/año (Navarro *et al.*, 2021). Este caudal permite la supervivencia del humedal, a pesar de la sobreexplotación del acuífero aluvial desde las décadas de 1980 y 1990, principalmente con fines agrícolas y mineros (DGA, 2004). Sólo durante eventos hidrometeorológicos extremos se registra una descarga significativa de sedimento y agua hacia el humedal y la cuenca marina (Izquierdo et al., 2020; 2021; 2024).

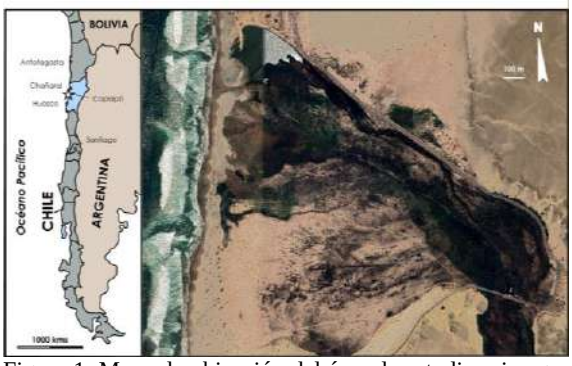


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio e imagen satelital del humedal costero del río Copiapó de 2023. Fuente. *Google Earth.*
Figure 1. Location map of the study area and satellite image of the coastal wetland of the Copiapó River of 2023. Source: Google Earth.

El objetivo de este trabajo es analizar los cambios geomorfológicos más significativos que

ha experimentado este sistema costero en la última década y su respuesta ante eventos extremos en este periodo de tiempo, en el que se registran dos grandes inundaciones aluvionales (marzo de 2015 y mayo de 2017) y un tsunami de magnitud moderada (septiembre de 2015).

2. METODOLOGÍA

Se elaboraron tres cartografías geomorfológicas del humedal mediante fotointerpretación y digitalización en ArcGIS Pro (ESRI), apoyadas por trabajo de campo. Las imágenes satelitales utilizadas corresponden a los años 2013, obtenida a través del software SASPlanet, febrero de 2017 (post-eventos de 2015), obtenida de DigitalGlobe (GE01) y agosto de 2017 (post-evento de 2017), obtenida de DigitalGlobe (WV03), con resoluciones entre 0,31 y 0,46 m/píxel. Además, se utilizó como base geológica la carta de Caldera (Godoy et al., 2003), que permitió contextualizar los rasgos geomorfológicos observados.

3. RESULTADOS

Escenario pre-evento aluvional del 2015

La cartografía del año 2013 muestra un cauce principal en avanzado estado de colmatación y cerrado por la vegetación halófita (Figura 2). En la zona centro y oriental del humedal domina una amplia llanura de inundación escasamente cubierta por vegetación, mientras que en el sector próximo a la desembocadura se extiende el humedal en sentido estricto (activo y terminal) atravesado por algunos canales secundarios de flujo, delimitado al norte y al sur por formas de origen eólico, como mantos y campos de dunas parabólicas que avanzan hacia el interior recubriendo los anteriores. El cordón dunar litoral separa el humedal de una estrecha playa arenosa, que recorre la bahía de norte a sur.

El evento aluvional de marzo de 2015

Durante el evento hidrometeorológico extraordinario ocurrido entre el 24 y 26 de marzo de 2015, se registraron precipitaciones superiores a 50 mm en el Desierto de Atacama (Chile). Este proceso se caracterizó por flujos torrenciales muy rápidos (2,5 a 5,5 m/s), que transportaron un gran volumen de arena y fango (Izquierdo et al., 2021). Dichos flujos alcanzaron la desembocadura del río, generando cambios drásticos en la configuración del paisaje (Figura 2)**.** Durante la crecida se produce el vaciado y ensanchamiento del cauce del río Copiapó, junto con el labrado de escarpes erosivos en los márgenes del canal, muy pronunciados, y acumulaciones de fangos en sector sur del humedal debido al desborde del río hacia las zonas más bajas del humedal. Se generan además numerosos retazos erosivos de la llanura litoral, en ocasiones de grandes dimensiones, que quedan aislados en mitad de una laguna costera. El cordón litoral desaparece por completo en esta zona, aunque la laguna vuelve a quedar desconectada del mar una vez la dinámica litoral cierra la desembocadura fluvial unos meses más tarde del evento. Destaca, además, la formación de un gran abanico de desborde en la zona sur, responsable del mayor volumen de sedimento depositado sobre la llanura de inundación, el propio humedal e incluso los campos dunares más cercanos a la línea de costa. Esto generó la reactivación de antiguos canales abandonados que atraviesan el humedal y de lagunas en el sector más occidental del mismo, que se rellena con agua y sedimentos finos. Finalmente, el agua acumulada detrás de la barrera dunar litoral produjo su ruptura en algunas zonas al norte y sur de la desembocadura, generando interrupciones en la misma y canales de drenaje sobre la playa, de escaso potencial de preservación.

El tsunami de septiembre de 2015

Cinco meses después del aluvión de marzo, la zona experimenta un tsunami generado por un terremoto interplaca de Mw 8.3, con epicentro 500 km al sur (Easton *et al.*, 2022). El mareógrafo más cercano (Caldera) refleja la llegada de 4 olas, con alturas <1 m, que coincidieron con el ascenso de la onda de marea y penetraron hacia tierra menos de una docena de metros.

Los cambios geomorfológicos asociados a la llegada de los trenes de olas se concentran en el borde costero ya que la barrera dunar litoral impidió la penetración de las olas hacia el humedal, excepto en la zona de desembocadura y en las de ruptura que fueron previamente generadas por los flujos aluvionales de marzo. El efecto erosivo de las olas sobre las dunas y en la zona de anteplaya se refleja en la formación de un escarpe erosivo muy marcado y de amplia continuidad lateral, con alturas que superan los 50 cm, que aparece recubierta por restos de carrizos y juncos en una matriz formada por arenas con minerales pesados. Esta acumulación de restos vegetales al pie de las dunas litorales,

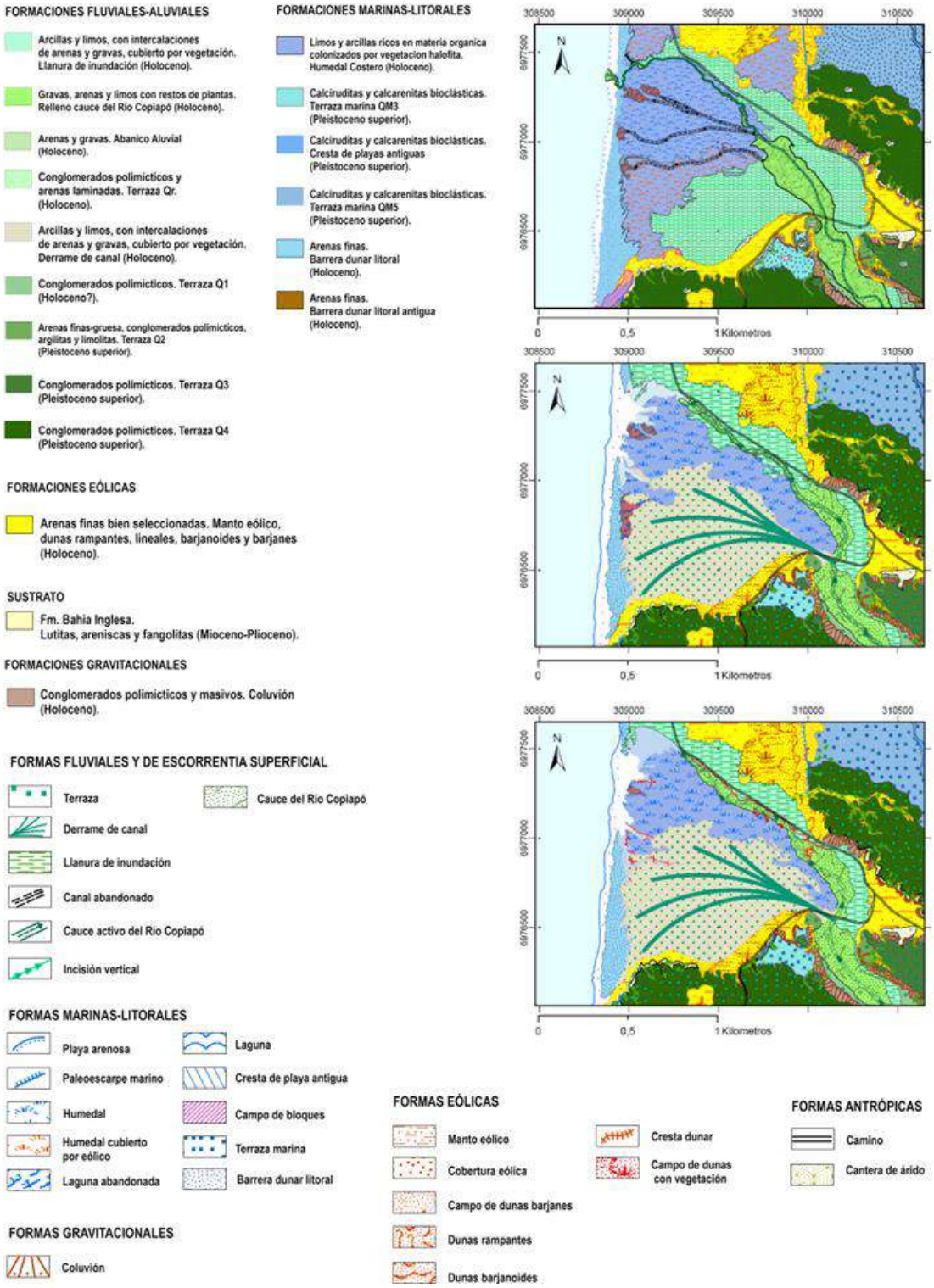


Figura 2. Cartografía geomorfológica multitemporal del humedal del río Copiapó: 2013 (arriba), febrero de 2017 (medio) y agosto de 2017 (abajo).

Figure 2. Multitemporal geomorphological mapping of the Copiapó River wetland: 2013 (above), 2017 (middle) and August 2017 (below).

en su cara de barlovento, producen montículos de más de 1 m de altura.

En la desembocadura del río se genera un manto irregular de sedimentos arenosos y restos de plantas que penetra hacia el interior, pero tiende a disminuir rápidamente su espesor y entidad geomorfológica en esta dirección. La penetración de las olas, tierra adentro, aunque atenuada, fue favorecida por la nueva configuración del humedal tras el evento hidrometeorológico. Por otro lado, las olas de tsunami penetraron por las zonas de rupturas de

la barrera litoral provocadas por las mismas inundaciones fluviales de marzo de ese mismo año, inundando de nuevo las lagunas que fueron reactivadas tras el evento hidrometeorológico.

El evento aluvional de mayo de 2017

El evento aluvional de mayo de 2017 supone una repetición de las inundaciones de marzo de 2015 en la cuenca del río Copiapó, con caudales ligeramente inferiores. Las imágenes satelitales de unos meses antes de la inundación indican la pérdida de expresión geomorfológica de las formas generadas durante el evento aluvional de 2015, como los canales secundarios de flujo reactivados y la colmatación y desaparición del agua de las lagunas formadas detrás de la barrara dunar litoral. Por otro lado, se evidencia un mayor ensanchamiento del canal en la zona de desembocadura en relación con el escenario inmediatamente posterior al evento.

Finalmente, la cartografía de agosto de 2017 revela que el evento aluvional de mayo produjo la total desaparición de los retazos erosivos formados tras el evento de 2015, consolidando, una vez más, un nuevo ensanchamiento de la desembocadura. Se observan nuevas cicatrices erosivas escalonadas a lo largo de las márgenes del cauce. Tal y como sucede en marzo de 2015, el principal punto de desborde se sitúa en la margen izquierda del río, en la zona meridional del humedal, donde se vuelve a generar un gran abanico de desborde que cubre casi dos terceras partes del humedal (Figura 2). Se registra también la reactivación de los canales secundarios del humedal, por donde vuelven a circular el flujo de fango y agua procedente de las zonas de desborde, en esta ocasión acompañados por la formación de una compleja y extensa red de levees de fango que delimitan sus márgenes, con una marcada expresión geomorfológica y potencial de preservación. La recuperación de las lagunas adosadas al cordón dunar litoral, que resultan inundadas con agua y sedimento es manifiesta.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La cartografía multitemporal revela los cambios geomorfológicos del humedal árido del río Copiapó tras tres eventos extremos consecutivos, evidenciando su capacidad de recuperación. Estos cambios permiten enfatizar los procesos que guían la evolución de los humedales costeros a corto plazo en escenarios climáticos dominados por una relativa estabilidad geomorfológica que puede prevalecer durante décadas y que está protagonizada por el predominio de las dinámicas eólica y costera. Estos periodos de latencia son interrumpidos por procesos catastróficos, que generan cambios significativos y duraderos y que, por tanto, tienen un rol fundamental en su evolución.

La cartografía multitemporal del humedal del río Copiapó permite identificar una reorganización significativa de su configuración geomorfológica que perdura varios años después de la ocurrencia de los eventos extremos, condicionando su funcionamiento. Entre los cambios más relevantes destacan la reactivación de canales y lagunas, la ruptura de la barrera dunar litoral, la formación de grandes abanicos de desborde por donde se aporta el mayor volumen de sedimentos y agua al humedal, el ensanchamiento del canal y la migración de la desembocadura, entre otros.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al Proyecto TRAMPA (PID2021-127268NB-100), financiado la Agencia Estatal de Investigación del Gobierno de España y ha sido parcialmente financiado por el Grupo de Investigación en Dinámica de la Tierra y Evolución del Paisaje de la Universidad Rey Juan Carlos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dirección General de Aguas (DGA). (2004). Diagnóstico y Clasificación de los Cursos y Cuerpos de Agua Según Objetivos de Calidad: Cuenca del río Copiapó; Ministerio de Obras Públicas: Santiago, Chile, p. 122.

Easton, G., González-Alfaro, J., Villalobos, A., Álvarez, G., Melgar, D., Ruiz, S., Sepúlveda, B., Escobar, M., León, T., Báez, J.C., Izquierdo, T., Forch, M. y Abad, M. (2022). Complex rupture of the 2015 MW 8.3 Illapel earthquake and prehistoric events in the Central Chile tsunami gap. *Seismological Research Letters*, 93(3), 1479-1496.

Godoy, E., Maksaev, V., Townley, B., Palacios, C. y Blanco, N. (2003). Hoja Caldera, Región de Atacama. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 75. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

Izquierdo, T., Bonnail, E., Abad, M., Dias, M. I., Prudêncio, M. I., Marques, R., Rodríguez-Vidal, J. y Ruiz, F. (2020). Pollution and potential risk assessment of flood sediments in the urban area of the mining Copiapó basin (Atacama Desert). *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102714.

Izquierdo, T., Abad, M., Gómez, Y., Gallardo, D. y Rodríguez-Vidal, J. (2021). The March 2015 catastrophic flood event and its impacts in the city of Copiapó (southern Atacama Desert). An integrated analysis to mitigate future mudflow derived damages. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102975.

Izquierdo, T., Rivera, A.L., Galeano, Á., Gallardo, D., Salas, V., Aparicio, O., Buylaert, J.P., Ruiz, F. y Abad, M. (2024). Historical catastrophic floods at the southern edge of the Atacama Desert: A multi-archive reconstruction of the Copiapó river extreme events. *Global and Planetary Change*, 236, 104411.

Navarro, N., Abad, M., Bonnail, E. y Izquierdo, T. (2021). The Arid Coastal Wetlands of Northern Chile: Towards an Integrated Management of Highly Threatened Systems. *J. Marine Sci. & Engineering*, 9, 94.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 269-272. ISBN: 978-84-10345-81-2

PLAYAS LEVANTADAS HOLOCENAS EN EL ÁREA DEL CERRO SEALERS (ISLA LIVINGSTON, ARCHIPIÉLAGO DE LAS SHETLAND DEL SUR): ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y ALTITUDINAL

Holocene raised beaches in the Cerro Sealers area (Livingston Island, South Shetland Islands): geomorphological and altitudinal analysis

Lidia Ferri-Hidalgo[1], Jesús Ruiz-Fernández[1] y Cristina García-Hernández[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, C/ Amparo Pedregal s/n, 33011, Oviedo.
ferrilidia@uniovi.es

Abstract: This study presents a geomorphological characterization of Holocene raised beaches in the Cerro Sealers area (Byers Peninsula, South Shetland Islands). Six raised beach levels (PL1–PL6), plus the current beach (PLA), were identified based on field surveys and high-resolution DEM analysis. Each level exhibits distinct morphometric features, sediment composition, and vegetative cover. The results provide key insights into past relative sea-level changes and contribute to the understanding of postglacial coastal evolution in Maritime Antarctica.

Palabras clave: playas levantadas, Cerro Sealers, Holoceno, geomorfología costera, Antártida.
Keywords: raised beaches, Cerro Sealers, Holocene, coastal geomorphology, Antarctica.

1. INTRODUCCIÓN

Las playas levantadas constituyen geoformas sedimentarias costeras que marcan antiguos niveles relativos del mar y, en muchos casos, son generadas como resultado del ascenso del terreno tras el retroceso de grandes masas de hielo (Whitehouse, 2018). En las Islas Shetland del Sur (ISS), este fenómeno está estrechamente vinculado al ajuste glacioisostático posterior al Último Máximo Glaciar, durante el cual la litosfera se ha elevado lentamente debido a la descarga de hielo iniciada hace unos 20000 años. Este levantamiento ha provocado un descenso relativo del nivel del mar de hasta ~20 m s.n.m. en los últimos 6000 años (Bentley *et al.*, 2005). Las playas levantadas de las ISS han sido ampliamente estudiadas como indicadores clave de la evolución postglaciar del litoral antártico, aportando información crucial sobre la dinámica de la deglaciación y los cambios ambientales acaecidos a lo largo del Holoceno (Fretwell *et al.*, 2010; Hall 2010; Watcham *et al.* 2011). En este sentido, su morfología, disposición altitudinal y composición sedimentaria permiten reconstruir fases de estabilidad o cambios relativos del nivel del mar. Estas playas se distribuyen a lo largo de las áreas libres de hielo del archipiélago, y se disponen generalmente de forma paralela a la costa, presentando características propias de ambientes polares, como son los clastos transportados por icebergs, las estructuras deformadas por el hielo y las evidencias de procesos periglaciares.

El objetivo de este estudio es caracterizar, morfométrica y altitudinalmente, los niveles de playas levantadas en el entorno del Cerro Sealers, en la Península Byers, una de las áreas más representativas de plataformas costeras libres de hielo en las ISS. El análisis detallado de estas geoformas proporciona información clave para interpretar los procesos de evolución costera postglaciar en la región y constituye una base empírica sólida para la elaboración de reconstrucciones paleoambientales más precisas.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en el extremo suroccidental de la Península Byers (Isla Livingston, archipiélago de las Shetland del Sur, Antártida Marítima), concretamente en el entorno del Cerro Sealers (Figura 1), un pitón volcánico de 91 m s.n.m. Esta Península constituye la mayor área libre de hielo de las ISS (60 km²), y su relieve está dominado por extensas plataformas elevadas que superan los 100 m s.n.m., en las que destacan otros enclaves volcánicos como el Cerro Negro (143 m s.n.m.) y el Chester Cone (188 m s.n.m.). Hacia el este, limita con el extenso campo de hielo dominado por el glaciar de domo Rotch.

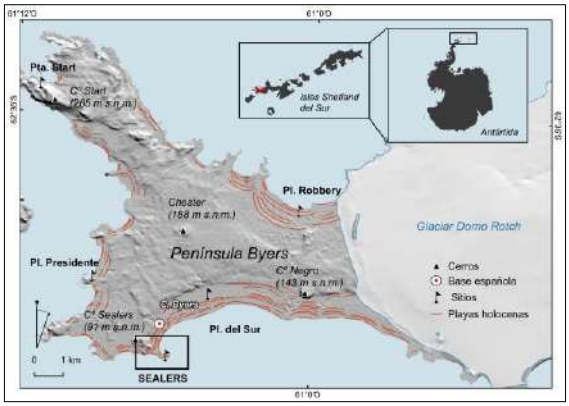


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.
Figure 1. Location map of the study area.

La red de drenaje de la Península Byers presenta una configuración juvenil y poco jerarquizada, influida por el deshielo estacional y el permafrost, con más de 110 lagos y lagunas documentados (Mink *et al.,* 2014). Desde el punto de vista geológico, la Península Byers está compuesta principalmente por sedimentos del Jurásico Superior al Cretácico Inferior, así como por rocas volcánicas y volcanoclásticas (López-Martínez *et al.* 1996).

Alrededor de las plataformas de mayor elevación, se desarrollan niveles escalonados de superficies marinas erosionadas de carácter intermedio, seguidas por una compleja secuencia de playas levantadas holocenas que descienden progresivamente hasta el nivel del mar (Curl, 1980). Las playas levantadas del suroeste, donde se centra este estudio, se extienden a lo largo de unos 500 m y son particularmente notables por su desarrollo altitudinal y buen estado de conservación, lo que las convierte en un laboratorio natural ideal para el análisis paleoambiental y cronológico del litoral postglaciar.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

La identificación y caracterización de las playas levantadas del área del Cerro Sealers se elaboró integrando trabajo de campo con análisis de datos obtenidos por un Vehículo Aéreo No Tripulado (VANT) durante la campaña antártica española 2023–2024. Se realizaron vuelos fotogramétricos con un dron DJI Phantom 4 Pro RTK, generando ortofotografías y un Modelo Digital de Superficie (MDS) de alta resolución (5 cm/píxel), que abarcaron una superficie de 1,88 km² de extensión.

Los productos derivados del MDS (Figura 2), fueron fundamentales para delimitar los diferentes niveles de playas levantadas y analizar su distribución altitudinal. El análisis y la digitalización de las geoformas se llevó a cabo en un entorno SIG (QGIS 3.40).

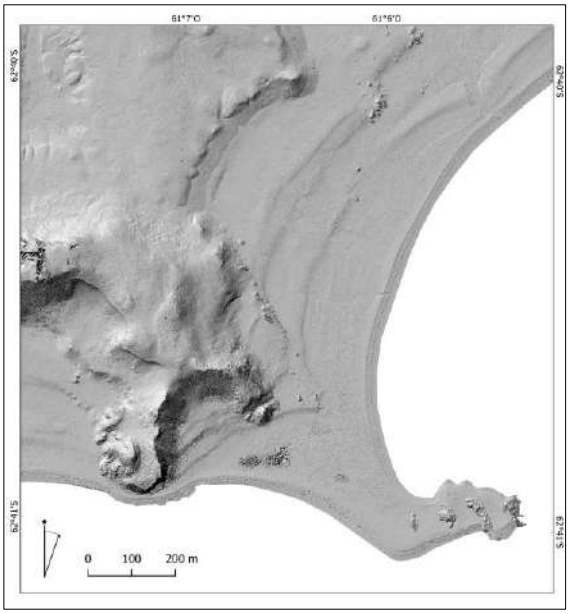


Figura 2. Mapa de sombras derivado del MDS.
Figure 2. Hillshade map derived from the Digital Surface Model.

4. RESULTADOS

Se identificaron un total de seis niveles de playas levantadas holocenas (PL1–PL6), además de la playa actual (PLA), distribuidos entre 2 m s.n.m., y 15 m s.n.m. Esta secuencia de playas (Figura 3) sigue una progresión altitudinal ordenada y presenta características morfológicas y sedimentológicas distintivas que se resumen a continuación.

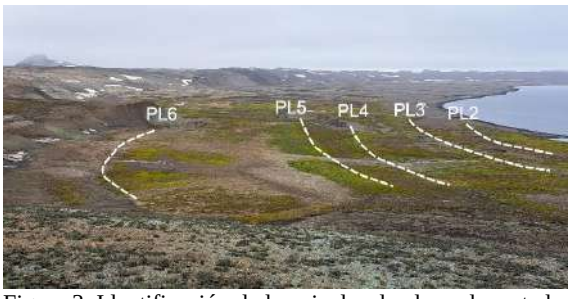


Figura 3. Identificación de los niveles de playas levantadas PL2 a PL6 en el terreno.
Figure 3. Field identification of raised beach levels PL2 to PL6.

PL1 (2–<4 m s.n.m.): Nivel más extenso (hasta 125 m de ancho), donde se identifican principalmente crestas de playas a ~3 m s.n.m. Está caracterizado por la presencia de vegetación dispersa, lagunas someras, y clastos subangulares dentro de una matriz arenosa.

PL2 (4–<6 m s.n.m.): Nivel con desarrollo notable en el sector sur. Está compuesto principalmente por crestas de playa situadas a 4 m s.n.m., aunque, tanto en el terreno como en el MDS, se identificó un nivel adicional localizado a 5 m s.n.m., lo que evidencia una variabilidad local en la distribución altitudinal de estas geoformas costeras. Tanto los sedimentos de este nivel de playa como la vegetación presente, son muy similares a los del nivel anterior. En algunos sectores hay parches con mayor presencia de matriz arenosa y material más fino.

PL3 (6–<10 m s.n.m.): Nivel continuo y longitudinalmente amplio, con crestas a 6 y 8 m s.n.m. La Figura 4 muestra una cresta de playa a 6 m s.n.m. en el sector sur del área de estudio, la cual se compone de cantos y bloques redondeados de origen basáltico junto a una matriz fina de tipo arenoso. También se observan clastos de menor tamaño y de formas más irregulares. Se sigue observando la presencia de vegetación dispersa, y de áreas donde hay mayor presencia de matriz arenosa en la playa.



Figura 4. Cresta de playa levantada a 6 m s.n.m. en el nivel PL3.

Figure 4. Raised beach ridge at 6 m a.s.l. at level PL3.

PL4 (10–<12 m s.n.m.): Desarrollo espacial reducido, salvo en el sureste, donde alcanza ~45 m de ancho. La distribución espacial de este nivel de playa refleja la acción determinante de factores geomorfológicos locales, así como de procesos costeros heterogéneos, los cuales han contribuido a la configuración de la playa observada en la actualidad. En algunos sectores está en contacto con afloramientos intrusivos característicos del área.

PL5 (12–<14 m s.n.m.): Este nivel muestra un desarrollo significativo, alcanzando una anchura máxima de ~140 m, la cual disminuye notablemente hacia el sur. En contraste, las playas orientadas hacia el este presentan mayor amplitud. En este nivel de playa disminuye la presencia de vegetación. Hay sectores donde se observa encharcamiento de agua, debido a la fusión de la nieve y a la circulación de arroyos estacionales. Este nivel de playa está caracterizado por la presencia de crestas a 12,2-12,5 m s.n.m.

PL6 (≥14 m s.n.m.): Nivel más alto identificado (hasta 15 m s.n.m.). Presenta un menor desarrollo espacial, y se observa un nítido escarpe de separación con respecto a los niveles preholocenos. Las geoformas y procesos periglaciares son más abundantes que en los niveles inferiores. Las crestas de playa aparecen de forma más dispersa, pero con formas bien definidas, abundante vegetación y clastos de tamaño medio sobre su superficie.

La Figura 5 presenta una caracterización detallada de los niveles de playas holocenas identificados en el entorno costero del Cerro Sealers. En la imagen superior se muestra una vista del modelo de sombreado generado a partir del MDS, donde se han identificado los seis niveles de playas levantadas holocenas (PL1–PL6), además de la playa actual, delimitados mediante la posición de crestas de playa, las cuales constituyen indicadores geomorfológicos clave de antiguos niveles relativos del mar. Estos niveles se distribuyen desde la playa actual hasta más de 14 m s.n.m., y se validaron a partir de perfiles topográficos seleccionados por su representatividad de los niveles de playa en el área de estudio. Los perfiles A-B y C-D (Figura 5) muestran una sucesión parcial de playas levantadas en la que destaca la ausencia del nivel PL5, debido a su desarrollo limitado en dicho sector. En el perfil A-B, el nivel PL2 presenta dos crestas de playa claramente diferenciadas, a 4,2 y 5,5 m s.n.m., lo que podría indicar fases sucesivas de estabilización del nivel marino. El perfil C-D es el de menor extensión, limitado por afloramientos de rocas intrusivas que han condicionado la formación y conservación de geoformas litorales (Figura 5); en este caso no se identificó cresta para el nivel PL2. El perfil E–F representa todos los niveles excepto PL5. En el nivel inferior (PL1), se reconocen dos crestas consecutivas a 3,4 y 3 m s.n.m., lo cual podría reflejar variaciones menores en el nivel relativo del mar durante la última fase de levantamiento. Este sector destaca por presentar una mayor extensión de geoformas litorales y múltiples crestas por nivel, lo que sugiere condiciones relativamente estables para la acumulación sedimentaria. Finalmente, el perfil G-H es el de mayor desarrollo lateral (~400 m) y representa la secuencia más completa de playas levantadas, incluyendo todos los niveles PL1–PL6, lo que lo convierte en un perfil clave para interpretar la

evolución relativa del nivel del mar en este sector.

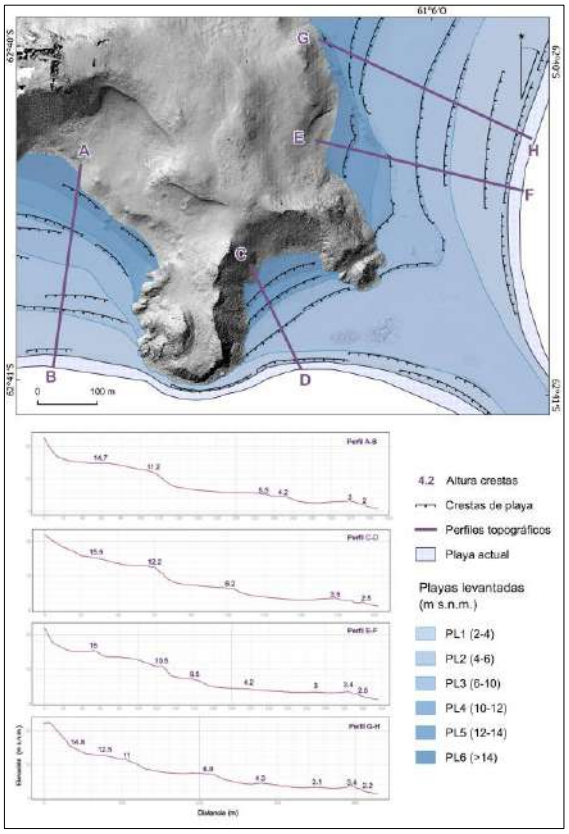


Figura 5. Playas levantadas holocenas en el área del Cerro Sealers y perfiles topográficos realizados a partir del MDS. *Figure 5. Holocene raised beaches at Sealers Hill and topographic profiles from the MDS.*

5. CONCLUSIONES

La caracterización geomorfológica detallada de las playas levantadas en el área del Cerro Sealers, basada en MDS y ortoimágenes de alta resolución, ha permitido acotar su distribución altimétrica y espacial, fortaleciendo el marco morfoestratigráfico regional y ofreciendo una base sólida para futuras reconstrucciones geocronológicas del nivel relativo del mar en las ISS.

La secuencia de playas levantadas del Cerro Sealers es coherente con los patrones altitudinales regionales descritos para otras áreas de la Isla Livingston, como Punta Elefante y Cerro Negro, confirmando agrupaciones recurrentes en los rangos de 4–6, 8–12 y 15–20 m s.n.m. El análisis integrado de datos de campo y el MDS permitió identificar crestas múltiples dentro de un mismo nivel, lo cual sugiere episodios de estabilización del nivel del mar o eventos de alta energía.

La identificación de bloques métricos sobre algunos niveles de playa, posiblemente de origen glaciomarino, refuerza la conexión entre la deglaciación y la evolución litoral. Su análisis mediante datación cosmogénica permitirá afinar la correlación con curvas regionales del nivel del mar. Además, las diferencias morfológicas entre las playas bajas y altas respaldan un retroceso glaciar progresivo y la estabilización costera durante el Holoceno. Estos resultados contribuyen a mejorar la caracterización espacial y temporal de las playas levantadas en la Antártida Marítima.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. Alejandro Gómez Pazo la realización del vuelo de VANT a partir del que se ha obtenido el MDS usado en este trabajo. El presente estudio fue realizado dentro del marco del proyecto de investigación de PID2020-115269GB-I00, financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades del Gobierno de España. Esta contribución se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bentley, M. J., Hodgson, D. A., Smith, J. A., & Ó Cofaigh, C. (2005). Relative sea level curves for the South Shetland Islands and Marguerite Bay, Antarctic Peninsula. *Quaternary Science Reviews, 24*(10–11), 1203–1216.

Curl, J. (1980). *A Glacial History of the South Shetland Islands, Antarctica.* Institute of Polar Studies and Department of Geology and Mineralogy.

Fretwell, P. T., Hodgson, D. A., y Watcham, E. P. (2010). Holocene relative sea-level changes and ice fluctuations in the South Shetland Islands. *Quaternary Science Reviews*, 29(3–4), 506–523.

Hall, B. L. (2010). Holocene glacial history of Antarctica and the sub-Antarctic islands. *Quaternary Science Reviews*, 29(15–16), 1440–1452.

López-Martínez, J., Thomson, M. R. A., Arche, A., Björck, S., Ellis-Evans, J. C., Hathway, B., Hernández–Cifuentes, F., Hjort, C., Ingólfsson, Ó., Ising, J., Lomas, S., Martínez de Pisón, E., Serrano, E., Zale, R., y King, S. (1996). *Geomorphological map of Byers Peninsula, Livingston Island*. British Antarctic Survey, BAS GEOMAP Series, Cambridge.

Mink, S., López-Martínez, J., Maestro, A., Garrote, J., Ortega, J. A., Serrano, E., Durán, J. J., y Schmid, T. (2014). Insights into deglaciation of the largest ice-free area in the South Shetland Islands (Antarctica) from quantitative analysis of the drainage system. Geomorphology.

Watcham, E. P., Bentley, M. J., Hodgson, D. A., Roberts, S. J., Fretwell, P. T., Lloyd, J. M., ... y Leng, M. J. (2011). A new Holocene relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica. *Quaternary Science Reviews*, 30(25–26), 3152–3170.

Whitehouse, P. L. (2018). Glacial isostatic adjustment modelling: historical perspectives, recent advances, and future directions. *Earth Surface Dynamics*, 6(2), 401–429.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 273-276. ISBN: 978-84-10345-81-2

RECONSTRUCCIÓN CRONOLÓGICA DE PLAYAS LEVANTADAS HOLOCENAS EN LA PENÍNSULA BYERS (ISLAS SHETLAND DEL SUR, ANTÁRTIDA MARÍTIMA) CON MARTILLO DE SCHMIDT Y EQUOTIP 550

Chronological reconstruction of Holocene raised beaches in Byers Peninsula (South Shetland Islands, Maritime Antarctica) using Schmidt hammer and Equotip 550

Lidia Ferri-Hidalgo[1], Cristina García-Hernández[1] y Jesús Ruiz-Fernández[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, C/ Amparo Pedregal s/n, 33011, Oviedo.
ferrilidia@uniovi.es

Abstract: This study presents the first combined application of the Schmidt hammer and Equotip 550 for estimating calibrated ages of Holocene raised beaches in the Byers Peninsula (South Shetland Islands, Maritime Antarctica). Six raised beach levels were analyzed using surface hardness tests and cosmogenic dating for calibration. Results show both instruments are valid for relative and absolute dating, with Equotip 550 achieving higher accuracy (R^2 = 0.9987). The generated chronology contributes to reconstructing postglacial coastal evolution and Holocene relative sea-level change in Maritime Antarctica.

Palabras clave: playas levantadas, martillo de Schmidt, Equotip 550, dataciones relativas y absolutas, Antártida.
Keywords: raised beaches, Schmidt hammer, Equotip 550, relative and absolute dating, Antarctica.

1. INTRODUCCIÓN

La Península Byers constituye uno de los sectores mejor investigados de las Islas Shetland del Sur (ISS) en lo que respecta a la evolución postglaciar y las variaciones del nivel relativo del mar durante el Holoceno. Esta península alberga una gran concentración de cronologías absolutas derivadas del análisis de playas levantadas, lo que la convierte en un sitio clave para el estudio de la respuesta glacioisostática regional. La mayoría de estas cronologías provienen de dataciones radiocarbónicas realizadas a partir de restos orgánicos extraídos de diferentes niveles de playa (Hansom, 1979; Hall y Perry, 2004; Hall, 2010). Las técnicas a partir de Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL) y dataciones cosmogénicas también se han aplicado recientemente con éxito en las playas levantadas de la Península Byers. (De Souza *et al.*, 2024; Palacios *et a*l., 2020). Aunque su uso para datar niveles de playas levantadas es todavía escaso (aún hay pocas edades derivadas de ellos), estos métodos han proporcionado información clave que complementa las evidencias obtenidas mediante otros enfoques.

El martillo de Schmidt es ampliamente empleado en estudios de ambientes glaciares y periglaciares principalmente para establecer edades relativas de diversas formaciones geomorfológicas. Entre estas formaciones se incluyen morrenas, glaciares rocosos y superficies recientemente expuestas por la deglaciación (Guglielmin *et al*., 2012). Por su parte, el Equotip 550 ha sido mucho menos usado en este sentido. Las pruebas de dureza superficial, realizadas con martillo de Schmidt y Equotip 550, ofrecen datos cuantitativos sobre el grado de alteración mecánica en diferentes depósitos (Goudie, 2006; Viles *et a*l., 2011). Ambos métodos presentan ventajas importantes como su carácter no destructivo, su facilidad de aplicación *in situ* y el bajo coste operativo.

En los últimos años se ha combinado los datos del martillo de Schmidt con técnicas de datación absoluta, en particular la datación terrestre por isótopos cosmogénicos, lo cual permite calcular curvas de calibración que proporcionan estimaciones absolutas de la edad de las geoformas estudiadas mediante el martillo (Longhi *et al*., 2024; Matthews y Winkler, 2011; Winkler, 2009). Es precisamente este enfoque el que se busca aplicar en el presente estudio, al incorporar mediciones de dureza superficial en diferentes niveles de playas levantadas, como técnica complementaria para validar y contrastar las edades obtenidas mediante dataciones cosmogénicas.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio (Figura 1) se localiza en el extremo suroccidental de la Península Byers (Isla Livingston), concretamente en el entorno del Cerro Sealers. Esta península es la mayor área libre de hielo de las ISS (~60 km²), con plataformas elevadas por encima de 100 m s.n.m. y enclaves volcánicos como el Cerro Negro (143 m) y el Chester Cone (188 m). Al este limita con el glaciar de domo Rotch, que domina la porción oriental de la isla. La red de drenaje es juvenil y escasamente jerarquizada, con más de 110 cuerpos de agua resultado del deshielo estacional (Mink *et al*., 2014) y permafrost discontinuo hasta los 20–40 m s.n.m., y continuo por encima de esa cota. Desde el punto de vista geológico, la Península Byers está compuesta principalmente por sedimentos del Jurásico Superior al Cretácico Inferior, así como por rocas volcánicas y volcanoclásticas (López-Martínez et al. 1996). La Península Byers constituye la Zona Antártica Especialmente Protegida (ZAEP) nº 126.

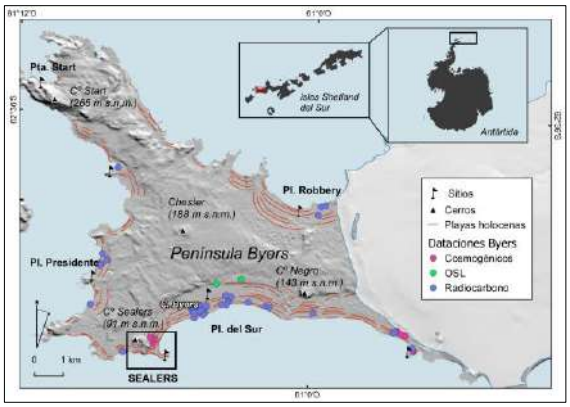


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio. Se representan también las principales dataciones de playas levantadas existentes para la península.
Figure 1. Location map of the study area. The main existing raised beach datings for the peninsula are also shown.

En el área del Cerro Sealers, se ha identificado una secuencia de seis niveles de playas levantadas holocenas (PL1–PL6), distribuidos entre 2 m s,n,m, y 15 m s.n.m. Estas playas están bien conservadas, y presentan un excelente gradiente altitudinal e idoneidad para la toma de datos de rebote con martillo de Schmidt y Equotip 550. Esta condición convierte el área en un laboratorio natural ideal para el estudio paleoambiental y cronológico del litoral postglaciar en la Antártida Marítima.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

Se realizaron ensayos de dureza superficial utilizando dos instrumentos complementarios: el martillo de Schmidt tipo N electrónico, y el Equotip 550. Ambos dispositivos se aplicaron sobre bloques seleccionados en cada uno de los seis niveles de playas levantadas identificados en el área de estudio. En total, se realizaron 100 impactos por nivel (25 en cada una de las cuatro estaciones de medición establecidas para cada nivel de playa levantada), garantizando una muestra estadísticamente robusta y representativa. Los bloques seleccionados (>25 cm de diámetro) presentaban una litología homogénea y condiciones ambientales comparables a las superficies datadas por isótopos cosmogénicos, minimizando sesgos derivados de factores externos.
El valor medio de rebote (R) se calculó para cada estación a partir de los 25 impactos, sin eliminación automática de valores extremos para conservar la información de la heterogeneidad superficial. No obstante, se aplicó el criterio de Tukey para la detección de *outliers* puntuales, con las siguientes expresiones:

$$R < Q1 - 3*IQR \quad \text{Eq.1.}$$

$$R > Q3 + 3*IQR \quad \text{Eq.2.}$$

A partir de tres puntos de control datados por isótopos cosmogénicos (^{36}Cl) en los niveles 4, 10 y 15 m s.n.m., se desarrollaron modelos de regresión lineal independientes para cada instrumento. La ecuación de calibración aplicada fue:

$$Y = A + BX \quad \text{Eq.3.}$$

Donde (Y) representa la edad, (X) el valor R medio. Los coeficientes (A) y (B) se determinan a partir de los valores R y las edades de los puntos de control. Este tipo de calibración es posible siempre que exista un mínimo de dos puntos de control (Matthews y Owen, 2010). Esta ecuación se aplica posteriormente para estimar la edad de superficies de roca no datadas. Dado que no se obtuvieron mediciones válidas con el martillo de Schmidt en el nivel superior (15 m), su valor R se estimó mediante regresión lineal basada en la alta correlación con los valores de Equotip 550 ($r > 0,99$).
Finalmente, se evaluó un modelo multivariante combinando los valores R de ambos instrumentos como variables independientes, aunque no mejoró la precisión frente a los

modelos univariantes. Esta metodología permitió construir secuencias cronológicas continuas, estimar edades en niveles no datados, y validar su coherencia con las tasas de meteorización esperadas en ambientes polares.
Los modelos generados permitirán calcular tasas de elevación y estimar edades absolutas para niveles de playa no datados, mejorando la resolución temporal de la evolución postglaciar en el área.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos a partir de la aplicación del Equotip 550 y del martillo de Schmidt confirman que ambos métodos son válidos y consistentes para estimar edades absolutas en niveles de playas levantadas, a partir de su calibración con dataciones cosmogénicas (Figura 2).

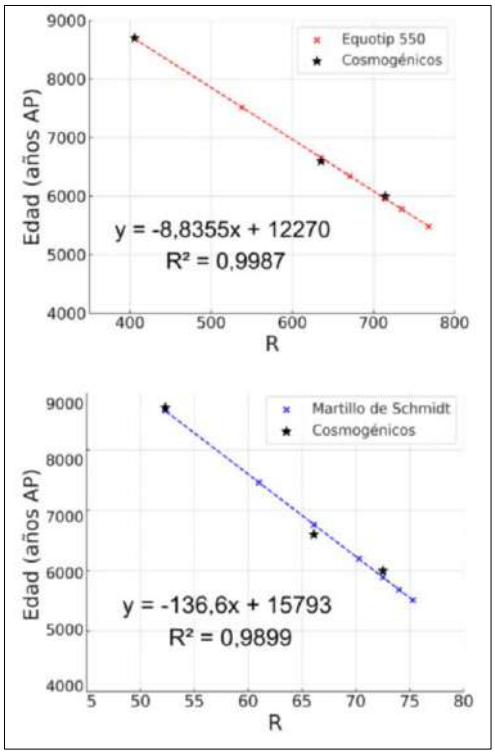


Figura 2. Relaciones de los valores R del Equotip 550 y del martillo de Schmidt y las edades obtenidas mediante datación por isótopos cosmogénicos.
Figure 2. Relationships of Equotip 550 and Schmidt hammer R-values and cosmogenic isotope ages.

El Equotip 550 mostró una correlación perfecta con las dataciones cosmogénicas, con un coeficiente de Pearson de r = 1,0 y un R^2 de 0,998, lo que indica que explica el 99,8 % de la variabilidad en las edades. Por su parte, el martillo de Schmidt también alcanzó una correlación muy alta (r = 0,99; R^2 = 0,98). Las edades calibradas con ambos instrumentos siguen una secuencia temporal coherente, con diferencias mínimas respecto a las dataciones cosmogénicas (errores <2,5 %), lo que respalda su aplicación como métodos de datación no solamente relativa, sino también absoluta en contextos polares.
La comparación directa entre ambos modelos muestra resultados prácticamente idénticos (y = 0,9944), validando la consistencia de sus curvas de calibración obtenidas de forma independiente. En cambio, el modelo multivariante, que combina los valores R de ambos instrumentos, no mejoró la precisión respecto a los modelos univariantes, e incluso mostró mayor dispersión en niveles fuera del rango de control. Además, se identificó una fuerte correlación negativa entre elevación y dureza superficial (r = –0,96 en ambos casos), coherente con una mayor meteorización y antigüedad en los niveles más altos (Figura 3).

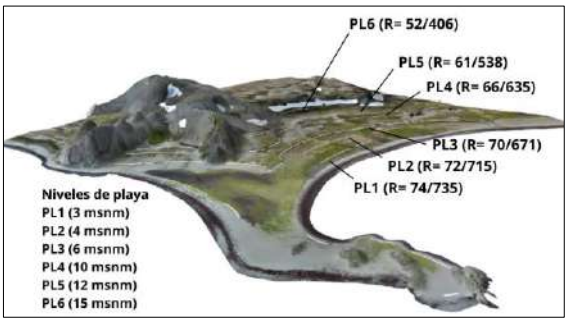


Figura 3. Valores de rebote (R) para ambos instrumentos, donde se observa su disminución en los niveles de playa de mayor elevación, correspondientes a las playas más antiguas.
Figure 3. Rebound (R) values for both instruments, where a decrease is observed at the higher elevation beach levels, corresponding to the older beaches.

En conjunto, el Equotip 550 mostró un rendimiento ligeramente superior en precisión, pero ambos instrumentos se confirman como herramientas fiables y eficaces para la reconstrucción cronológica de playas levantadas en ambientes glaciomarinos.

5. CONCLUSIONES

Se presentan los resultados del primer estudio realizado en las ISS que aplica de manera conjunta el martillo de Schmidt y el Equotip 550 como instrumentos para estimar edades calibradas en playas levantadas holocenas, a partir de puntos de control basados en dataciones absolutas. Ambos instrumentos demostraron ser técnicas válidas para establecer cronologías

relativas que, tras calibración con métodos absolutos, permiten obtener edades absolutas estimadas con alta precisión, si bien el Equotip 550 ofreció una correlación más estrecha con las edades de referencia (R^2 = 0,9987), con errores inferiores al 1%. La reconstrucción cronológica obtenida permitió definir por primera vez una secuencia detallada de evolución postglaciar en el sector suroeste de Byers. Las curvas de calibración generadas para ambos instrumentos fueron coherentes y consistentes, y la combinación multivariante de ambas herramientas no mejoró la precisión univariante. Esta diferencia subraya la necesidad de calibraciones locales robustas y específicas.

Además de validar el enfoque metodológico, los resultados destacan la utilidad de estas técnicas como herramientas no destructivas, económicas y precisas para ampliar las cronologías relativas en contextos remotos. De cara a investigaciones futuras, se propone reforzar este enfoque integrando dataciones absolutas adicionales, particularmente en niveles extremos de elevación, con el fin de establecer nuevos puntos de control que reduzcan los márgenes de incertidumbre en extrapolaciones cronológicas. La aplicación selectiva del Equotip 550 y/o el martillo de Schmidt en niveles altitudinales clave puede también optimizar la planificación de dataciones más costosas, mejorando así la resolución temporal y espacial de los modelos regionales de cambios relativos del nivel del mar. En este contexto, la estrategia de datación múltiple se consolida como una herramienta prometedora para avanzar en la comprensión de la dinámica isostática postglaciar de este sector antártico.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. Augusto Pérez-Alberti la cesión del Equotip 550 durante la campaña de trabajo de campo en la que se tomaron los datos para la realización de este trabajo. El presente estudio fue realizado dentro del marco del proyecto de investigación de excelencia PID2020-115269GB-I00: "Deglaciación y respuesta paraglaciar desde el Último Máximo Glaciar en las Islas Shetland del Sur (Antártida)", financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades del Gobierno de España. Este trabajo se enmarca dentro de las actividades y líneas de trabajo del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Curl, J. (1980). *A Glacial History of the South Shetland Islands*, Antarctica. Institute of Polar Studies and Department of Geology and Mineralogy.

De Souza, J. J. L. L., De Lima Araújo, N. H., Da Silva, J. P., Francelino, M. R., Schaefer, C. E. G. R., y Pérez-Alberti, A. (2024). Signals of soil formation during pre–glacial maximum on the byers peninsula (maritime antarctica). *Catena*, 245.

Goudie, A. S. (2006). The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 30(6), 703–718.

Guglielmin, M., Worland, M. R., Convey, P., y Cannone, N. (2012). Schmidt Hammer studies in the maritime Antarctic: Application to dating Holocene deglaciation and estimating the effects of macrolichens on rock weathering. *Geomorphology*, 155–156, 34–44.

Hansom, J. D. (1979). Radiocarbon dating of a raised beach at 10 m in the South Shetland Islands. British Antarctic Survey Bulletin, 49, 287–288.

Hall, B. L., y Perry, E. R. (2004). Variations in Ice Rafted Detritus on Beaches in the South Shetland Islands: A Possible Climate Proxy. *Antarctic Science*, 16(3), 339–344.

Hall, B. L. (2010). Holocene glacial history of Antarctica and the sub-Antarctic islands. *Quaternary Science Reviews*, 29(15–16), 1440–1452.

Longhi, A., Morgan, D., y Guglielmin, M. (2024). Reconstruction of rock avalanche history in Val Viola, (Upper Valtellina, Italian Central Alps) through 10Be exposure ages, Schmidt Hammer R values, and surface roughness. *Landslides*, 21(5), 949–962.

López-Martínez, J., Thomson, M. R. A., Arche, A., Björck, S., Ellis-Evans, J. C., Hathway, B., Hernández–Cifuentes, F., Hjort, C., Ingólfsson, Ó., Ising, J., Lomas, S., Martínez de Pisón, E., Serrano, E., Zale, R., y King, S. (1996). *Geomorphological map of Byers Peninsula, Livingston Island*. British Antarctic Survey, BAS GEOMAP Series, Cambridge.

Matthews, J. A., y Owen, G. (2010). Schmidt hammer exposure-age dating: Developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen–Jostedalsbreen regions of southern Norway. *Boreas*, 39(1), 105–115.

Matthews, J. A., y Winkler, S. (2011). Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD): Application to early Holocene moraines and a reappraisal of the reliability of terrestrial cosmogenic-nuclide dating (TCND) at Austanbotnbreen, Jotunheimen, Norway: Schmidt–hammer exposure–age dating (SHD). *Boreas*, 40(2), 256–270.

Mink, S., López-Martínez, J., Maestro, A., Garrote, J., Ortega, J. A., Serrano, E., Durán, J. J., y Schmid, T. (2014). Insights into deglaciation of the largest ice-free area in the South Shetland Islands (Antarctica) from quantitative analysis of the drainage system. Geomorphology.

Palacios, D., Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., Andrés, N., Fernández–Fernández, J. M., Schimmelpfennig, I., Leanni, L., y González-Díaz, B. (2020). Timing of formation of neoglacial landforms in the South Shetland Islands (Antarctic Peninsula): Regional and global implications. *Quaternary Science Reviews*, 234, 106248.

Viles, H., Goudie, A., Grab, S., y Lalley, J. (2011). The use of the Schmidt Hammer and Equotip for rock hardness assessment in geomorphology and heritage science: A comparative analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(3), 320–333.

Winkler, S. (2009). First attempt to combine terrestrial cosmogenic nuclide (10Be) and Schmidt hammer relative-age dating: Strauchon Glacier, Southern Alps, New Zealand. *Open Geosciences*, 1(3), 274–290.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 277-279. ISBN: 978-84-10345-81-2

DETECCIÓN *MULTIPROXY* DE CAMBIOS GEOMÓRFICOS EN ESTUARIOS CONTAMINADOS: EL REGISTRO SEDIMENTARIO RECIENTE DEL NALÓN (N DE ESPAÑA)

Multiproxy detection of geomorphic changes in polluted estuaries: The recent sedimentary record of the Nalón (N Spain)

Jon Gardoki[1] , Alejandro Cearreta[1], Ane García-Artola[1], José Gómez-Arozamena[2], María Jesús Irabien[1], Víctor Villasante-Marcos[3], Carlos Galaz-Samaniego[4], M. Cristina Peñalba[4]

1. Departamento de Geología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Barrio Sarriena s/n, 48940 Leioa, España. jon.gardoqui@ehu.eus
2. Departamento de Ciencias Médicas y Quirúrgicas, Facultad de Medicina, Universidad de Cantabria, Avenida Herrera Oria s/n, 39011 Santander, España.
3. Laboratorio de Magnetismo de Materiales y Magnetismo Ambiental, Instituto Geográfico Nacional, Real Observatorio de Madrid, C/Alfonso XII 3, 28014 Madrid, España.
4. Departamento de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Universidad de Sonora, Blvd. Luis Encinas y Rosales, 83000 Hermosillo, Sonora, México.

Abstract: Understanding coastal geormorphic processes in heavily contaminated estuaries is vital for designing effective management and environmental regeneration strategies. This study investigates the recent geomorphic evolution of the mining-impacted Nalón Estuary (Asturias, N Spain) through the multidisciplinary analysis of two intertidal sediment cores drilled in its middle sector. The findings highlight the impact of the 1938 extreme flooding on Hg-contaminated salt marsh deposits, while fluvial erosion appears as a key process driving the remobilization of polluted sediments in its intertidal flat settings.

Palabras clave: mercurio, erosión, inundación, tasa de sedimentación.
Keywords: mercury, erosion, flooding, sedimentation rate.

1. INTRODUCCIÓN

Los estuarios contaminados son ambientes dinámicos donde los procesos geomorfológicos, tales como la erosión y la sedimentación, desempeñan un papel crítico a la hora de modelar tanto el paisaje costero como el comportamiento biogeoquímico de los contaminantes. La monitorización de estos cambios geomórficos es esencial debido a que ejercen una influencia directa sobre el transporte, distribución, y destino de las sustancias contaminantes.

El estuario del Nalón (Asturias, N de España) ofrece un laboratorio natural excelente para explorar la interacción de los procesos geomórficos de origen natural y antropogénico a lo largo del tiempo. El Nalón es un estuario mesomareal relativamente pequeño (~6 km de longitud) y cuya dinámica sedimentaria está muy condicionada por los agentes fluviales (Flor *et al*., 1998). Este estuario, que en planta muestra una morfología sinuosa y un perfil estrecho, destaca por presentar la mayor descarga fluvial de la costa cantábrica (109 m^3 s^{-1}; Prego *et al*., 2008). Su cuenca de drenaje está caracterizada por abundantes yacimientos de carbón, asociados a la Cuenca Central Asturiana y a la Cuenca del Narcea, que han sido largamente explotados. Además, la cuenca del Nalón contiene varios depósitos metalogénicos de mercurio, explotados intensivamente desde mediados-finales del siglo XIX hasta 1973-1974. Dentro de este contexto geológico y debido a las intensas actividades mineras llevadas a cabo en su cuenca de drenaje, el estuario del Nalón fue sometido a vertidos cargados de contaminantes, incluyendo Hg y micropartículas de carbón (García-Ordiales *et al*., 2020). De acuerdo con García-Ordiales *et al*. (2019), las marismas de ambos márgenes del estuario medio funcionan como grandes almacenes de estas sustancias. Por ello, este trabajo tiene como objetivo principal explorar mediante un enfoque multidisciplinar (foraminíferos bentónicos, polen, sedimentología, geoquímica, magnetismo, y radioisótopos) los procesos geomórficos recientes que han tenido lugar en los dominios intermareales del estuario del Nalón.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Se perforaron dos sondeos de 50 cm de longitud en el estuario medio. Para ello, se presionaron varias réplicas de tubos de PVC en el sedimento superficial que fueron extraídas manualmente. El sondeo Junquera se tomó en la marisma de la margen izquierda, mientras que el sondeo Castillo se extrajo en la llanura intermareal de la margen derecha.

Una vez en el laboratorio, los sondeos se seccionaron a intervalos de 1 cm. La metodología empleada para el análisis de los diferentes indicadores aparece descrita detalladamente en Gardoki *et al.* (2024) y Galaz-Samaniego *et al.* (2025).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A continuación, se exponen de manera sintética los resultados e interpretaciones de los dos sondeos intermareales perforados:

Marisma – Sondeo Junquera

La secuencia sedimentaria del sondeo Junquera está definida por especies de foraminíferos típicas de marisma (*Entzia macrescens* 19-92% y *Trochammina inflata* 8-70%) y perfiles geoquímicos que reflejan la evolución histórica de la minería regional de mercurio (García-Ordiales *et al*., 2019). Sin embargo, el análisis multidisciplinar revela la presencia de un intervalo arenoso a una profundidad de 40-34 cm, con menores concentraciones de metales traza (Cu 15-21 mg kg^{-1}; Pb 19-70 mg kg^{-1}; Zn 86-123 mg kg^{-1}), Hg (0,33-1,79 mg kg^{-1}), valores de susceptibilidad magnética (2,7-5,7·10^{-7} m^3 kg^{-1}), densidades de foraminíferos (6-29 caparazones/15g sedimento bruto) y concentraciones polínicas (<30 granos de polen/g de sedimento). Además, estos cambios coinciden con un aumento en las tasas de sedimentación, evolucionando desde valores de 0,04 cm/año en la base del sondeo a máximos de 0,8 cm/año en el intervalo arenoso. La sección basal de este intervalo, donde se produce la 'dilución' de los diferentes indicadores, ha sido datada en 1938 CE y es cronológicamente compatible con la riada histórica de "La Llenona" ocurrida en 1938. Esta inundación modificó severamente la vegetación local de la marisma, provocando la pérdida del aporte polínico. Posteriormente, se registró una recolonización gradual de plantas pertenecientes a las familias Poaceae y Cyperaceae.

Asimismo, a escala regional, el contenido polínico revela cambios en el uso del suelo ligados al incremento de los taxones arbóreos de pino (5-20%) y eucalipto (<1-3%), particularmente desde 1970 CE.

Llanura intermareal – Sondeo Castillo

Los perfiles geoquímicos de los metales traza y del Hg muestran un incremento hacia techo de sus concentraciones, particularmente de este último elemento, con valores máximos de 13 mg kg^{-1}. Sin embargo, debido a la casi total ausencia de los radionúclidos $^{210}Pb_{ex}$ y ^{137}Cs, no se ha podido establecer una cronología absoluta en este sondeo. Los resultados apuntan a que la secuencia sedimentaria reciente de Castillo, con altas concentraciones de metales y un registro de los siglos XX y XXI, habría sido en parte eliminada por la erosión fluvial. De hecho, la gran influencia fluvial posiblemente determinó asimismo las bajas concentraciones polínicas detectadas (<15 grano de polen/g de sedimento). Por tanto, estos resultados apuntan a que los sedimentos intermareales del Nalón estarían actuando como fuente secundaria de contaminación, con el transporte de Hg a otros compartimentos ambientales dentro o fuera del propio estuario. Por otro lado, las asociaciones de foraminíferos bentónicos, fundamentalmente constituidas por las especies *Haynesina germanica* (21-74%), *Elphidium excavatum* (1-54%), *Ammonia* morfogrupo *tepida* (1-32%) y *Elphidium williamsoni* (2-20%), típicas de ambientes estuarino-salobres, no parecen indicar un impacto notable de los metales traza derivados de la minería histórica sobre sus poblaciones.

En definitiva, el estuario del Nalón ha experimentado recientemente procesos geomórficos que han afectado a diferentes ambientes deposicionales de su sector medio, repercutiendo en la vegetación local y generando elevadas concentraciones de Hg. Los resultados obtenidos demuestran la importancia de analizar los cambios geomorfológicos que han tenido lugar en estuarios contaminados a la hora de diseñar estrategias de gestión y regeneración ambiental.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por los proyectos RTI2018-095678-B-C21, MCIU/AEI/FEDER, UE (MINECO) y IT1616-22 (EJ/GV). Asimismo, Jon Gardoki recibió una ayuda predoctoral del Gobierno Vasco (PRE_2020_1_0035) y la "Loeblich and Tappan Student

Research Grant 2021" de la Cushman Foundation for Foraminiferal Research.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Flor, G., Cabrera Ceñal, R., Suarez Gonzalez, M., Iglesias Ortega, M.A. (1998). Aspectos morfológicos, dinámicos y sedimentológicos del estuario del Nalón (Asturias, Noroeste de España). *Trabajos de Geología*. Univ. De Oviego, 20, 3-37.

Galaz-Samaniego, C., Peñalba, M.C., Gardoki, J., Cearreta, A., Gómez-Arozamena, J., Montoya-Laos, J.A., Paz-Moreno, F.A., Meling-López, A.E. (2025). Human-induced vegetation dynamics reconstructed through pollen analysis of a recent salt marsh sedimentary sequence (Nalón estuary, N Spain). *Wetlands*, 45, 8.

García-Ordiales, E., Cienfuegos, P., Roqueñí, N., Covelli, S., Flor-Blanco, G., Fontolan, G., Loredo, J. (2019). Historical accumulation of potentially toxic trace elements resulting from mining activities in estuarine salt marshes sediments of the Asturias coastline (northern Spain). *Environmental Science and Pollution Research*, 26, 3115-3128.

García-Ordiales, E., Flor-Blanco, G., Roqueñí, N., Covelli, S., Cienfuegos, P., Álvarez, R., Fontolan, G., Loredo, J. (2020). Anthropocene footprint in the Nalón estuarine sediments (northern Spain). *Marine Geology*, 424, 106167.

Gardoki, J., Cearreta, A., Irabien, M.J., Gómez-Arozamena, J., Villasante-Marcos, V., García-Artola, A., Bessa, F. (2024). Recent environmental and morphosedimentary evolution of the mining-impacted Nalón Estuary (Asturias, N Spain): Disentangling natural and anthropogenic processes. *Science of The Total Environment*, 943, 173792.

Prego, R., Boi, P., Cobelo-García, A. (2008). The contribution of total suspended solids to the Bay of Biscay by Cantabrian Rivers (northern coast of the Iberian península). *J. Marine Systems*, 72, 342-349.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 280-283. ISBN: 978-84-10345-81-2

EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA ENTRE 2024 Y 2025 DEL SECTOR COSTERO DE CALETA ESPAÑOLA (ISLA LIVINGSTON, ANTÁRTIDA MARÍTIMA)

Geomorphological evolution (2024-2025) of the coastal sector of Caleta Española (Livingston Island, Maritime Antarctica)

Alejandro Gómez-Pazo[1], Javier Santos-González[1] y Jesús Ruiz-Fernández[2]

1. Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24071 León. agomp@unileon.es
2. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, C/ Amparo Pedregal s/n, 33011 Oviedo, Asturias.

Abstract: Recently, the coastal sector of Caleta Española, located on Livingston Island in Maritime Antarctica, has exhibited significant geomorphological activity, affecting some buildings (containers with different equipment) of the Juan Carlos I Spanish research station. This study quantifies volumetric changes between 2024 and 2025 based on high-resolution data acquired through drone surveys, using 0,25 cm of vertical change as a threshold. The analysis reveals a generalized increase in surface elevation, particularly noticeable at the extremities of the study area. In contrast, erosional features have emerged in the central zone. However, these changes remain relatively moderate: only 6,17% of the surface area experienced detectable alterations during this period, and in half of those cases (3,09% of the total), elevation changes were below 0,5 m.

Palabras clave: costas polares, evolución geomorfológica, dron, Isla Livingston, Antártida marítima.
Keywords: polar coasts, geomorphological evolution, drone, Livingston Island, Maritime Antarctica.

1. INTRODUCCIÓN

Las últimas décadas han supuesto un claro aumento del interés sobre la evolución de los sectores costeros a lo largo de todo el planeta (Anfuso *et al*., 2021). En este contexto, las costas polares se están definiendo como regiones fundamentales para comprender el impacto del cambio global y poder estimar cómo será su evolución en los próximos años (Strzelecki, 2017; Swirad *et al*., 2024) y la relación entre la dinámica costera y la subida del nivel del mar o la pérdida de superficie de permafrost (Tanguy *et al*., 2024).

La inclusión de nuevas tecnologías para la adquisición de datos ha supuesto una gran mejora en las investigaciones costeras, con la aparición de los drones como elemento clave para la elaboración de Modelos Digitales y ortofotografías de alta resolución (Mancini *et al*., 2013). Esta investigación se basa en el aprovechamiento de dicha información de detalle para analizar los cambios que se han producido en un sector costero de la Antártida marítima durante el período de un año (entre los veranos australes de 2024-2025).

El interés del sector analizado se basa en las evidencias del comportamiento erosivo presente en él, con afecciones directas a instalaciones auxiliares de la Base Antártica Española (BAE) Juan Carlos I, e implicaciones geomorfológicas y biológicas, al afectar también a las especies presentes en el área. Las modificaciones que están viviendo las costas polares en el escenario del cambio global hacen fundamental la inclusión de nuevas técnicas y estudios de detalle que permitan conocer los factores que las definen y cuantificar sus características.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El sector analizado es la franja costera de Caleta Española, situada en un sector deglaciado de la Península Hurd (Isla de Livingston; López-Martínez *et al*., 2012), limítrofe con las instalaciones de la BAE Juan Carlos I (Figura 1). Es un sector de 800 m de longitud y de 15-40 m de anchura, en el que se habían detectado previamente procesos erosivos e importantes modificaciones en la posición de bloques con distintos tamaños en la zona intermareal (Gómez-Pazo *et al*., 2024).

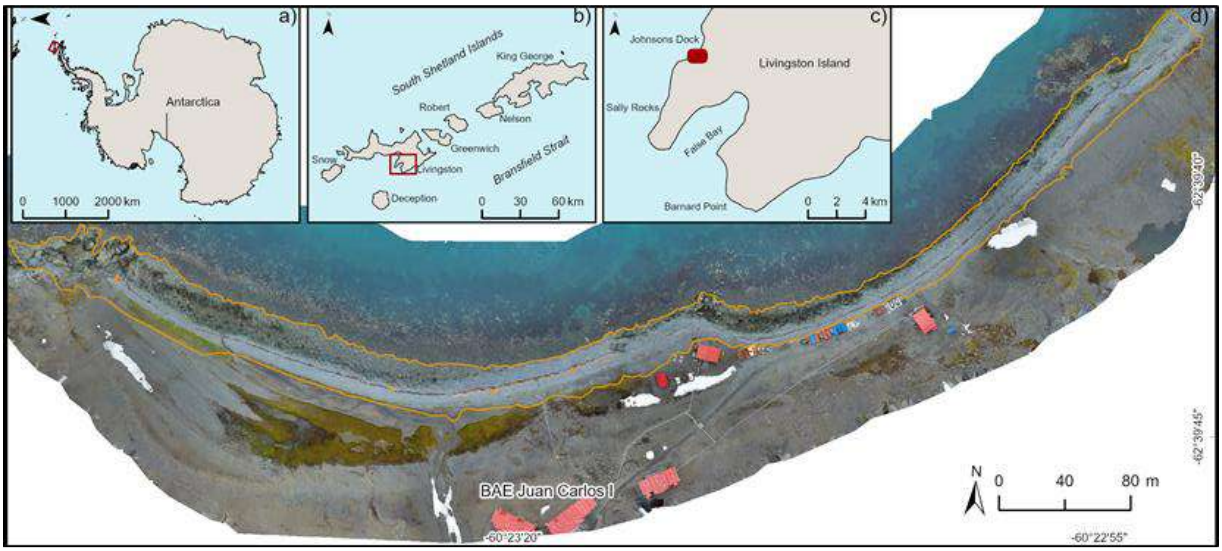


Figura 1. Mapa de localización de Caleta Española en el contexto antártico (a), en las Islas Shetland del Sur (b) y en la Isla de Livingston (c). El polígono naranja en (d) representa el sector de análisis volumétrico.
Figure 1. Location map of Caleta Española in the Antarctic context (a), in the South Shetland Islands (b), and on Livingston Island (c). The orange polygon in (d) represents the volumetric analysis area.

Se trata de un área caracterizada por la presencia de nieve y hielo marino durante una buena parte del año, que sirve en ocasiones de protección ante la posible llegada de los temporales marinos. De hecho, la pérdida de esta protección es uno de los motivos de una mayor erosión de la costa en las regiones polares y que se pretende analizar también en este sector.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

Para este análisis se han usado las imágenes obtenidas con dron durante las dos campañas de trabajo de campo que se han desarrollado a inicios de febrero de 2024 y a finales enero de 2025 (Tabla 1).

Tabla 1. Características de los vuelos de dron realizados.
Table 1. Specifications of drone flights.

Fecha	Imágenes	Resolución original
05/02/2024	880	15 mm/píxel
31/01/2025	1023	9.7 mm/píxel

Estas imágenes se han procesado en Agistoft Metashape para la obtención de los Modelos Digitales de Superficie (MDS) y las ortofotografías con las que realizar las comparaciones entre las dos fechas que se han señalado.
Los datos se estandarizaron a la resolución del modelo de 2024 (1,40 cm) y se emplearon 22 puntos de control (GCPs) tomados sobre el terreno con un receptor GPS de alta precisión durante febrero de 2024, empleando elementos artificiales y estáticos a lo largo del tiempo. En este proceso también se eliminaron aquellos elementos del área que no se relacionasen con las variaciones geomorfológicas, como los sectores ocupados por la fauna.
El procesado de la información para la estimación de las variaciones y el período analizado se ha realizado siguiendo la estructura marcada por Wheaton *et al*. (2010), y replicada en otros sectores costeros a lo largo del planeta (Gómez-Pazo *et al*., 2019) empleando ArcGIS Pro y VolCR; herramienta generada para el entorno de programación de R (Gómez-Pazo, 2023), que realiza las estimaciones de variaciones superficiales y volumétricas empleando Límites de Detección (LoD).
Con relación a ese LoD, para el procesado se han estimado como reales todas aquellas variaciones verticales iguales o superiores a 0,25 m. Este valor conservador busca eliminar la incertidumbre asociada a la adquisición de la información o al procesado de los datos. Los movimientos horizontales de bloques no han sido considerados en este trabajo.

4. RESULTADOS

El análisis llevado a cabo ha evidenciado la importancia de la acreción en el sector estudiado durante las campañas de trabajo de campo de 2024 y 2025 (Tabla 2). Esta tendencia es la dominante a lo largo de todo el sector costero y especialmente en los extremos de Caleta Española, destacando su importancia dentro del área intermareal inferior (Figura 2).



Figura 2. Variaciones superficiales verticales entre 2024 y 2025 con un LoD de 0.25 m.
Figure 2. Vertical surface variations between 2024 and 2025 with a LoD of 0.25 m.

Teniendo en cuenta el LoD, la superficie con cambios se ha restringido al 6,17% del sector analizado. Dentro de esa superficie, en la mitad de ella las variaciones de elevación han sido de entre -0,5 y 0,5 m, es decir las más próximas a la estabilidad. Los valores más elevados se ciñen especialmente al sector marcado por el límite intermareal en el caso de la erosión, y al sector intermareal intermedio en el caso de la acreción; en todo caso los valores no superan los 2 m, excepto en píxeles aislados que se pueden relacionar con imprecisiones y pequeños desplazamientos de bloques de gran tamaño. Las variaciones de más de 2 m (tanto positivas como negativas) suman un área de 1,5 m^2 en toda la superficie analizada. En muchos casos, en sectores no incluidos entre las áreas con variaciones se pueden observar cambios en la posición de cantos y materiales finos, pero que no implican variaciones verticales superiores a 0,25 cm, que es el valor umbral utilizado.

Tabla 2. Variaciones superficiales y volumétricas (2024-2025).
Table 2. Surface and volumetric variations (2024–2025).

Parámetro	LoD 0,25 m
Análisis superficial (m^2)	
Superficie analizada	185771
Con cambios verticales	11462,64
Erosión	650,78
Acreción	10811,86
Análisis volumétrico (m^3)	
Erosión	243,18
Acreción	6232,92
Diferencia neta	5989,73

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos durante el año transcurrido entre los dos vuelos realizados en Caleta Española demuestran el gran dinamismo de esta área costera. Además de los valores generales de aumento y disminución de la elevación en este sector, se observa con claridad la presencia de bloques de distinto tamaño que han modificado su posición (Figura 3). Las dinámicas observadas encajan con tendencias que se podían visualizar a través de imágenes de Caleta Española en distintos momentos. La parte central del área estudiada es la que muestra unas mayores variaciones y en la que se centran los pequeños sectores erosivos. Precisamente aquí se pueden ver con claridad modificaciones en la morfología de la playa entre ambas fechas, con cambios en la estructura del límite superior de la playa y de la zona intermareal superior.

En sectores de acreción como los del extremo oriental, estos valores se pueden relacionar con la llegada de material hasta la zona más próxima al mar, previsiblemente desde el sector de ladera continental, aunque su persistencia aquí estará condicionada por la acción marina. En los datos de 2025 se observa una mayor cantidad de materiales finos en ese sector, que cubren la superficie de cantos visible en el 2024. Además, los movimientos en esta zona han propiciado la modificación del perfil de la playa, reduciendo los niveles identificables y favoreciendo una pendiente más uniforme en el sector activo.

Estas modificaciones muestran con claridad la inestabilidad del sector analizado, centrándose en este caso el análisis en las variaciones volumétricas; pero también se pueden tener en cuenta las modificaciones en la línea de costa, que como se han mencionado antes, son evidentes en la parte central de la playa y en la zona superior de la playa de la porción oriental. En ambos ámbitos se han detectado los cambios recientes más relevantes. Esas modificaciones pueden afectar a las instalaciones de la BAE Juan

Carlos I situadas más próximas a la costa (contenedores a pie de playa). En este trabajo solamente se han analizado cambios verticales superiores a 25 cm, pero se han observado áreas con una dinámica activa en las que no se ha sobrepasado dicho umbral. Por ello, este estudio se pretende completar en los próximos años con el uso de sensores de radiofrecuencia (RFID) en el área de Caleta Española.

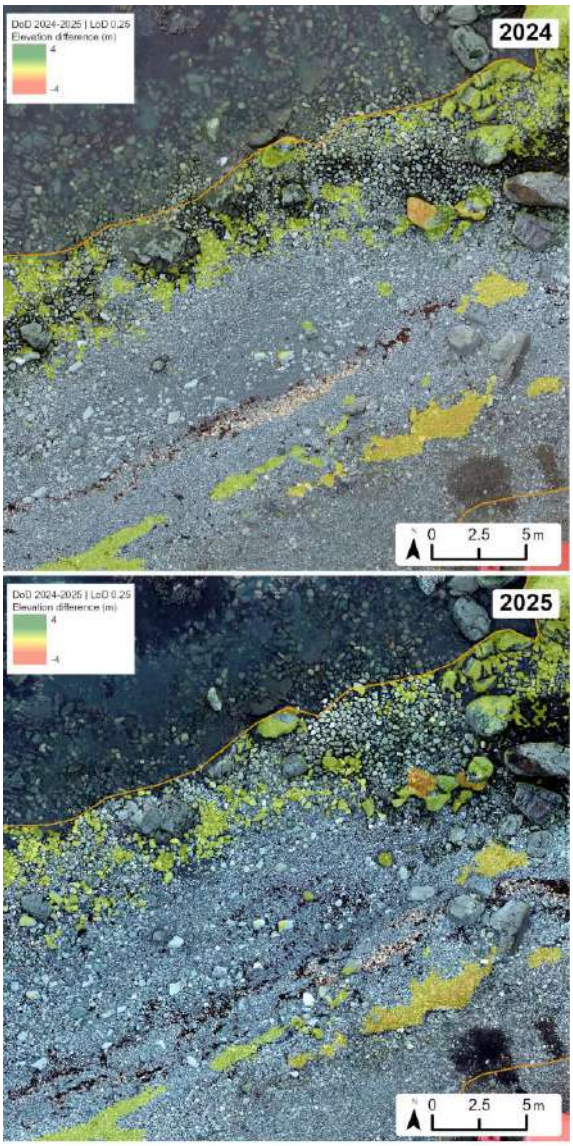


Figura 3. Ejemplo de las diferencias en la franja costera en el sector oriental de Caleta Española.
Figure 3. Example about the difference in the oriental coastline of Caleta Española.

Estos dispositivos ya se encuentran instalados siguiendo la metodología descrita por Gómez-Pazo *et al*. (2021), y a partir de ellos se podrán trazar los vectores de desplazamiento de los bloques entre cada campaña de trabajo de campo, analizando de este modo las dinámicas en diferentes zonas de la playa y comprobando el origen de los desplazamientos y su relación con distintos parámetros continentales u oceánicos.

AGRADECIMIENTOS

Esta publicación forma parte de los resultados de los proyectos de I+D+i PID2020-115269GB-I00 y CTM2016-77878-P.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anfuso, G., Postacchini, M., di Luccio, D., Benassai, G. (2021). Coastal sensitivity/vulnerability characterization and adaptation strategies: A review. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9 (1), 1-29. https://doi.org/10.3390/jmse9010072

Gómez-Pazo, A. (2023). Using open-source methodologies in coastal research: a comparison of change detection techniques. *Boletin de La Asociacion de Geografos Espanoles*, 96. https://doi.org/10.21138/bage.3318

Gómez-Pazo, A., Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A. (2019). Recording inter-annual changes on a boulder beach in Galicia, NW Spain using an unmanned aerial vehicle. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44 (5), 1004-1014. https://doi.org/10.1002/esp.4549

Gómez-Pazo, A., Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A. (2021). Tracking clast mobility using RFID sensors on a boulder beach in Galicia, NW Spain. *Geomorphology*, 373, 107514. ttps://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107514

Gómez-Pazo, A., de Pablo, M.A., Pérez-Alberti, A., Ruiz-Fernández, J. (2024). Cartografía geomorfológica del frente costero de Caleta Española, Livingston Island, Antártida. *X Simposio de Estudios Polares*. Universidad de Salamanca, Salamanca.

López-Martínez, J., Serrano, E., Schmid, T., Mink, S., Linés, C. (2012). Periglacial processes and landforms in the South Shetland Islands (northern Antarctic Peninsula region). *Geomorphology*, 155-156, 62-79. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.018

Mancini, F., Dubbini, M., Gattelli, M., Stecchi, F., Fabbri, S., Gabbianelli, G. (2013). Using unmanned aerial vehicles (UAV) for high-resolution reconstruction of topography: The structure from motion approach on coastal environments. Remote Sensing, 5 (12), 6880-6898. https://doi.org/10.3390/rs5126880

Strzelecki, M. C. (2017). The variability and controls of rock strength along rocky coasts of central Spitsbergen, High Arctic. *Geomorphology*, 293, 321-330. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.06.014

Swirad, Z.M., Johansson, A.M., Malnes, E. (2024). Extent, duration and timing of the sea ice cover in Hornsund, Svalbard, from 2014-2023. *Cryosphere*, 18 (2), 895-910. https://doi.org/10.5194/tc-18-895-2024

Tanguy, R., Bartsch, A., Nitze, I., Irrgang, A., Petzold, P., Widhalm, B., von Baeckmann, C., Boike, J., Martin, J., Efimova, A., Vieira, G., Whalen, D., Heim, B., Wieczorek, M., Grosse, G. (2024). Pan-Arctic assessment of coastal settlements and infrastructure vulnerable to coastal erosion, sea-level rise, and permafrost thaw. *Earth's Future*, 12 (12), e2024EF005013.

Wheaton J.M., Brasington J., Darby S.E., Sear D.A. (2010). Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. Earth Surface Processes and Landforms 35 (2), 136-156. https://doi.org/10.1002/esp.1886.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 284-287. ISBN: 978-84-10345-81-2

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DE LA PLAYA DE SAN ANTOLÍN DE BEDÓN Y SU ENTORNO (ORIENTE DE ASTURIAS)

Geomorphological Study of San Antolín de Bedón Beach and its surroundings (Eastern Asturias)

Alejandro Lombardía-Suárez[1], Benjamín Gonzalez-Díaz[2] y Jesús Ruiz-Fernández[2]

1. Colegio Escolapios Granada Genil. alejandrolombardia@escolapiosemaus.org
2. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo.

Abstract: A geomorphological study of San Antolín de Bedón beach and its surroundings is provided, based on fieldwork and the creation of a detailed geomorphological map. The San Antolín de Bedón area contains a sequence of active and relict landforms, conditioned by marine dynamics, fluvial activity, karst dissolution, and slope mass movements, creating a coastal system of high morphogenetic complexity. It is worth mentioning the distinction of four geomorphological units: beach, estuary and associated alluvial fan, slopes regularized by accumulation, and karstic landforms. The beach is a mixed system composed of two sections: one of sand closer to the sea, and another internal section made up of pebbles and blocks. Within the latter, there is an area of beach cusps, and another with up to three levels of marine terraces.

Palabras clave: playa de cantos, playa de arenas, cuspilitos, terrazas marinas, estuario colgado.
Keywords: pebble beach, sandy beach, beach cusps, marine terraces, estuary.

1. INTRODUCCIÓN

Los trabajos sobre la geomorfología litoral de Asturias constituyen una línea de investigación clásica que ha permanecido viva hasta nuestros días. Durante las últimas décadas del siglo pasado surgieron diversos trabajos focalizados en el estudio de los aplanamientos marinos que se conservan a lo largo del veril costero de la región (ej. Mary, 1983; Mary *et al*., 1975; Flor, 1983). Estas contribuciones fueron decisivas, sentando las bases para posteriores estudios. Más recientemente, esta línea de trabajo se ha visto complementada con la irrupción de numerosas investigaciones sobre la dinámica pasada y actual de estuarios, playas y sistemas dunares asociados (ej. Flor y Flor-Blanco, 2014; Flor *et al*., 2015; Flor-Blanco *et al*., 2016). El presente trabajo pretende continuar con dicha línea de investigación, mediante el estudio de una de las principales playas del oriente asturiano (San Antolín de Bedón), con los objetivos específicos de: i) aportar una cartografía geomorfológica de detalle de la playa y su entorno, ii) definir las unidades geomorfológicas que la integran, y iii) caracterizar cada una de ellas.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El estudio se localiza en la playa de San Antolín de Bedón, situada en el sector oriental del litoral asturiano (concejo de Llanes). Está confinada por el sur y parcialmente por suroeste por las sierras planas cuarcíticas de Piedras Luengas–Los Llanos y del Llano de Santana, así como las puntas de la Dehesa y Pistaña hacia el Oeste y el Este, respectivamente (Figura 1A). La playa cuenta con 1,2 km de longitud y una superficie de 10,1 ha (Adrados, 2014). Todo el sector forma parte del Paisaje Protegido de la Costa Oriental de Asturias. Desde el punto de vista geológico, el área se sitúa en la unidad del Manto del Ponga (Julivert, 1983). En la playa y su entorno afloran cuarcitas ordovícicas (Formación Barrios) y diversas formaciones de calizas del Carbonífero, que configuran una escama cabalgante (Navarro y Leyva, 1986; Figura 1B). Completan el conjunto afloramientos de menor extensión de lutitas y conglomerados, además de depósitos marinos y aluviales.

Geomorfológicamente, el área de estudio y sus alrededores se caracterizan por la preservación de niveles de aplanamiento marino del Mioceno y Plioceno, bien conservados en las cuarcitas paleozoicas (Mary, 1983), así como por procesos de karstificación sobre el roquedo calcáreo, y por una activa dinámica de vertientes que afecta a las laderas de los acantilados. Por su parte, la desembocadura del río Bedón da lugar a un pequeño estuario (dinámica fluvio-marina). Un clima térmicamente suave y húmedo, junto a la vegetación eurosiberiana de frondosas

planocaucifolias y landa atlántica, y a las plantaciones de eucalipto (*Eucaliptus globulus*), completan el marco físico. Finalmente, cabe citar que la playa de San Antolín está constreñida por el sur por varias infraestructuras de comunicación de escala regional y nacional, como la autovía A-8, la carretera AS-379 y la línea de ferrocarril de FEVE que une Bilbao con El Ferrol.



Figura 1. Localización del área de estudio (A), y esquema geológico del entorno de San Antolín de Bedón (B). Fuente: elaboración propia a partir de (A) una imagen satelital de Google Earth (año 2017), y (B) la hoja del Mapa Geológico de España de Ribadesella (hoja nº 32, escala original 1:50.000; Navarro y Leyva, 1986).

Figure 1. Location of the study area (A), and geological scheme of the surroundings of San Antolín de Bedón (B). Source: own elaboration based on (A) a satellite image from Google Earth (year 2017), and (B) the Geological Map of Spain (Ribadesella, sheet nº 32, original scale 1:50,000; Navarro and Leyva, 1986).

3. METODOLOGÍA

Entre septiembre y noviembre de 2020 se llevó a cabo una campaña de trabajo de campo en la playa de San Antolín de Bedón, con el objetivo de estudiar las características geomorfológicas básicas del área de estudio y elaborar un mapa geomorfológico (Figura 2). Para la confección del mapa, durante las jornadas de campo se elaboraron minutas cartográficas directamente sobre fotografías aéreas, completadas posteriormente mediante fotointerpretación. Para ello, se utilizaron un ortofotomapa del Principado de Asturias del año 1995, así como un vuelo fotogramétrico de la misma institución del año 2003, junto a cartografía topográfica y geológica del Instituto Geográfico Nacional y el Instituto Geológico y Minero de España. A partir de esta información se generó un Modelo Digital de Elevaciones en QGIS, y se digitalizó la cartografía geomorfológica siguiendo el sistema RCP77 del *Centre National de la Recherche Scientifique* de Francia (Joly 1997).

4. RESULTADOS

En la playa de San Antolín de Bedón y su entorno se pueden diferenciar las siguientes unidades geomorfológicas: playa, estuario del río Bedón y abanico asociado, vertientes regularizadas por acumulación que descienden de las sierras planas cuarcíticas, y áreas de relieve kárstico localizadas en los extremos este y oeste (Figura 2).

Playa

En la playa actual se diferencian netamente dos áreas, la playa de arenas, la más próxima al mar, y la playa de cantos y bloques. En esta última se identifica, a su vez, un sector proximal conforme al oleaje, integrado por cuspilitos de crestas y surcos poco marcados, y un área distal compuesta por hasta tres niveles de terrazas marinas escalonadas (Figuras 2 y 3).

Estuario y abanico asociado

La playa de San Antolín de Bedón está cortada en su sector centro-occidental por la desembocadura del río del mismo nombre, que ha configurado aquí un pequeño estuario colgado (Flor, 2000; Figura 2). El agua del río queda represada en su margen derecha por una barrera natural de cantos que se extiende a lo largo de ~120 m, y que limita la salida del río hacia el mar (Figura 4A). En su desembocadura, el río Bedón forma un abanico efímero, con una parte emergida y otra sumergida (Figura 4B).

Vertientes regularizadas por acumulación y sierras planas

La playa está limitada por las vertientes que descienden desde las sierras planas situadas inmediatamente al sur (Piedras Luengas – Los Llanos y Llano de Santana, pertenecientes al nivel de aplanamiento marino de 155 m y atribuidas al Plioceno inferior; Mary, 1983; Figura 2). En su base, apoyado sobre el sustrato rocoso cuarcítico, se distingue un depósito marino (playa colgada) de 2 m de potencia elevado a 5-6 m sobre el nivel actual del mar (Figura 4A; Mary, 1983). Tiene un desarrollo lateral de ~90 m, y está integrado por cantos cuarcíticos junto a una fracción arenosa. Sobre la playa colgada se aprecia una vertiente regularizada, compuesta por cantos y bloques de cuarcita empastados en una matriz fina (Figura 4A). Actualmente, la ladera experimenta una activa dinámica de vertientes, desarrollándose diversas tipologías de movimientos en masa rápidos: deslizamientos, desprendimientos, flujos y movimientos complejos (que involucran a varios de los anteriores; Romero, 1984b).

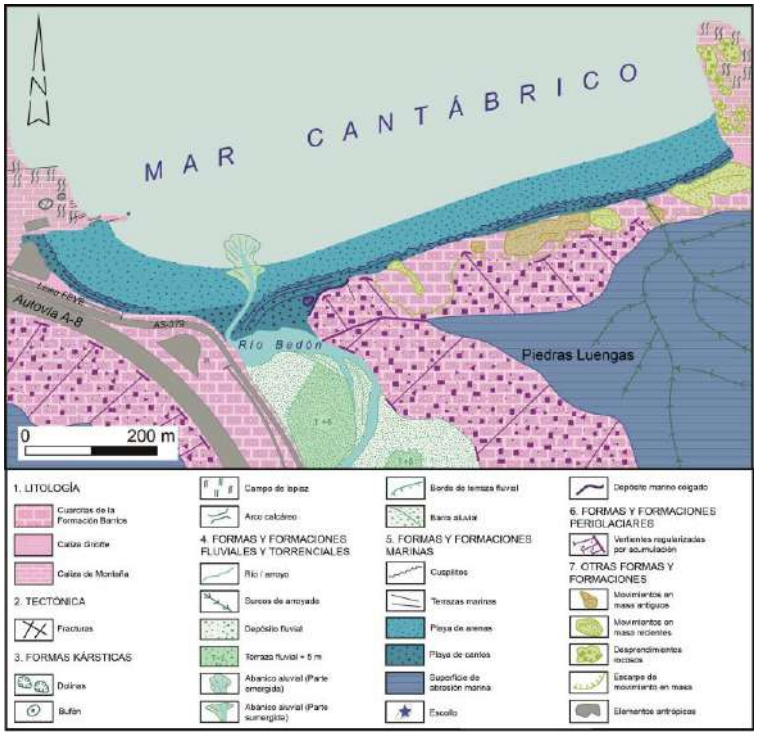


Figura 2. Mapa geomorfológico del entorno de la playa de San Antolín de Bedón. Fuente: elaboración propia.
Figure 2. Geomorphological map of the surroundings of San Antolín de Bedón beach. Source: own elaboration.

Formas kársticas

El afloramiento en los extremos Este y Oeste de la playa de San Antolín de Bedón (Punta de la Dehesa y Punta de la Pistaña, respectivamente) de materiales carbonatados del Carbonífero superior (esencialmente Calizas de Montaña), ha supuesto el desarrollo de un relieve kárstico en ambas áreas, integrado por diferentes tipologías de lapiaces en función de su cercanía al mar (Figura 2). En el borde del acantilado y los primeros metros se han formado lapiaces litorales de formas agrestes y cortantes debido a la acción del *spray* marino, predominando principalmente los lapiaces en alveolos y en nido de abeja (Romero, 1984a; Adrados, 2014). En cambio, más al interior, sobre la superficie del acantilado pero fuera ya de influjo del *spray* marino, evolucionan los lapiaces cubiertos y semicubiertos (*kamenitzas* o tinajitas, *rundkarren*, lapiaces en torrecillas), junto a diversos tipos de lapiaces estructurales (*splitkarren*, *kluftkarren*, *clints*) (Adrados, 2014). Además, en la Punta de la Dehesa se ha formado un arco natural.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La playa de San Antolín de Bedón y su entorno presenta una morfología costera compleja influida por la interacción entre procesos litorales, fluviales, kársticos y de ladera. La configuración actual de la playa responde a un sistema mixto, diferenciándose un sector integrado por arenas más próximo al mar, y otro interno formado por cantos y bloques que, como es lógico, siguen una secuencia granocreciente hacia el interior. Por ello, los materiales más gruesos (cantos grandes y bloques) son los que están en posiciones más internas, que solamente son afectadas por el mar durante los temporales (Flor, 2000; Adrados, 2014; Figura 3).



Figura 3. Unidades geomorfológicas identificadas en la playa de San Antolín de Bedón. Fuente: elaboración propia a partir de una imagen tomada en octubre de 2021.
Figure 3. Geomorphological units identified on San Antolín de Bedón beach. Source: own elaboration based on an image taken in October 2021.

Esta zonación interna favorece la formación de cuspilitos en el tramo más próximo al mar de playa de cantos, morfologías típicamente asociadas a la llegada de oleaje cuasi-paralelo a la costa (Davidson-Arnott, 2010) y a la abundancia de material grueso, como se ha

observado en otras playas cantábricas (García-Hernández *et al*., 2017). Por otro lado, cabe citar la presencia de hasta tres terrazas marinas escalonadas en el sector más alejado del mar. La mejor desarrollada, que presenta un escarpe muy nítido, es la más interna.



Figura 4. (A) Detalle del estuario, parcialmente ocluido por una barrera de cantos, y (B) imagen del abanico aluvial con un sector emergido y otro sumergido. Fuente: (A) fotografía de elaboración propia; (B) imagen satelital de Google Earth (2017).

Figure 4. (A) Detail of the estuary, partially occluded by a barrier of pebbles, and (B) image of the alluvial fan with an emerged sector and a submerged sector. Source: (A) own photograph; (B) satellite image from Google Earth (2017).

La combinación de estas formas indica una evolución marcada por la alternancia entre fases de alta energía litoral con otras de estabilidad relativa. Adicionalmente, el sistema se encuentra parcialmente confinado por la prominencia de Punta Pistaña, que actúa como barrera al transporte sedimentario longitudinal, generando condiciones de retención de sedimentos y contribuyendo a la configuración ligeramente arqueada de la bahía (Adrados, 2014).

El análisis geomorfológico se completa con la observación de las laderas colindantes, donde se desarrollaron vertientes regularizadas por procesos periglaciares (solifluxión en manto), heredadas de periodos fríos del Pleistoceno, junto a escarpes y depósitos de ladera debidos a movimientos en masa rápidos, tanto antiguos como actuales. La playa colgada al nivel de +5-6 m sobre el nivel actual del mar ha sido atribuida previamente por G. Mary (1983) mediante cronología relativa al Eemiense (interglaciar que precede a la Última Glaciación; ver la siguiente contribución de este mismo libro, asociada a ésta, donde dicho depósito ha sido datado mediante luminiscencia ópticamente estimulada junto a las vertientes regularizadas mencionadas previamente).

En definitiva, el relieve costero de San Antolín de Bedón representa una secuencia de formas activas y relictas, condicionadas por la dinámica marina, la actividad fluvial, la disolución kárstica y la remodelación de las vertientes, configurando un sistema litoral de elevada complejidad morfogenética.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos CRONOANTAR (MINECO-17-CTM2016-77878-P) y PARANTAR (PID2020-115269GB-I00), y se enmarca dentro del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adrados, L. (2014). *Costa oriental de Asturias. Un paisaje singular. Excursiones geológicas a pie y en kayak.* Llanera, Adrados Ediciones, 301 págs.

Davidson-Arnott, R.G.D. (2010). *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge University Press.

Flor, G. (1983). Las rasas asturianas: ensayo de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, 65–81.

Flor, G. (2000). El entorno geológico del río y la playa de Bedón. *Bedoniana: anuario de San Antolín y Naves*, 2, 55-74.

Flor, G. y Flor-Blanco, G. (2014). Componentes de viento generadores de morfologías y campos de dunas costeras en Asturias (NO de España). *Cuaternario y Geomorfología*, 28 (3–4), 47–68.

Flor, G., Flor-Blanco, G. y Rey, J. (2015). Dynamics and morpho-sedimentary interactions in the lower mesotidal estuary of Villaviciosa (NW Spain): A management proposal. *Geologica Acta*, 13 (2), 107–121.

Flor-Blanco, G., Rubio-Melendi, D., Flor, G., Fernández-Álvarez, J.P. y Jackson, D.W.T. (2016). Holocene evolution of the Xagó dune field (Asturias, NW Spain) reconstructed by means of morphological mapping and ground penetrating radar surveys. *Geo-Marine Letters*, 36 (1), 35–50.

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Fernández, A., y Gallinar, D. (2017). La Playa d'El Gavieiru (Asturias, Noroeste de España) como enclave geomorfológico de interés didáctico. *Vegueta: Anuario de la Facultad de Geografía e Historia*. 17, 401-419

Joly, F. (1997). *Glossaire de géomorphologie*. Base de données sémiologiques pour la cartographie. Armand Colin, París, 325 págs.

Julivert, M. (1983). La estructura de la Zona Cantábrica. En: COMBA, J. A. (Coord.), *Geología de España. Libro jubilar a J.Mª. Ríos*, Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 339-381.

Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, 3-35

Mary, G., Medus, J. y Delibrias, G. (1975). Le Quaternaire de la côte asturienne (Espagne). *Bull. A.F.E.Q.*, 1, 13-23

Navarro, D. y Leyva, F. (1986). *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000.* Hoja de Ribadesella (nº 31, 15-04). Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 109 págs. y mapa desplegable.

Romero, D. (1984a). Tipología de formas kársticas y relaciones morfoestructurales en la marina oriental asturiana. *Ería*, 7, 119-134.

Romero, D. (1984b). La evolución actual de las vertientes en las Sierras Planas del oriente asturiano. *Ería*, 7, 163-168.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 288-291. ISBN: 978-84-10345-81-2

LA PLAYA COLGADA DEL EEMIENSE DE SAN ANTOLÍN DE BEDÓN (ORIENTE DE ASTURIAS): ADSCRIPCIÓN CRONOLÓGICA MEDIANTE OSL

The Eemian marine deposit of San Antolín de Bedón (Eastern Asturias): chronological assignment by OSL

Alejandro Lombardía-Suárez[1], Benjamín González-Díaz[2], Jorge Sanjurjo-Sánchez[3] y Jesús Ruiz-Fernández[2]

1. Colegio Escolapios Granada Genil. alejandrolombardia@escolapiosemaus.org
2. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo.
3. Instituto Universitario de Geología, Universidade da Coruña.

Abstract: The relict marine deposit elevated at +5-6 m on the beach of San Antolín de Bedón (Eastern Asturias), together with the slope deposit located above the former, are studied from a geochronological point of view using OSL. The results confirm the chronological attribution of the marine pebble deposit to the Eemian. In contrast, the slope deposit of periglacial origin, was generated in the early phases of the Last Glacial Cycle.

Palabras clave: depósito marino colgado, dataciones de OSL, Eemiense, Oriente de Asturias.
Keywords: relict marine deposit, OSL dating, Eemian, Eastern Asturias.

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios sobre la evolución costera son una línea clásica dentro de la geomorfología marina, tanto a nivel internacional (ej.: Pascucci *et al*., 2014) como en el caso de la Península Ibérica (ej.: Zazo *et al*., 2013; Mediato Arribas, 2016). En el borde costero asturiano, las últimas décadas del pasado siglo fueron fructíferas en relación con el estudio de los diferentes niveles marinos colgados que se suceden a lo largo del citado veril. Sendos estudios específicos sentaron las bases del conocimiento actual de la evolución de este tramo costero desde el Terciario (ej.: Mary, 1983; Flor, 1983; Moñino Sáez, 1986). A lo largo de dicha costa se distinguen varios sectores en función de la altitud en la que las superficies de abrasión marina colgadas conectan con las montañas circundantes. Muy importante ha sido también el estudio de Jiménez-Sánchez *et al*. (2006) quienes, a partir de la datación de espeleotemas de galerías distribuidas a distintas altitudes con respecto al nivel del mar en la Cueva del Pindal (Oriente de Asturias), establecen una tasa máxima de levantamiento de la costa cantábrica en este sector de 0,2 mm/año.

No obstante, al igual que ocurre con otras ramas geomorfológicas, los esfuerzos científicos más recientes sobre este ámbito territorial han sido focalizados en el estudio de la dinámica actual de los espacios litorales, concretamente de playas, estuarios y conjuntos dunares (ej.: Fernández Iglesias y Marquínez, 2002; Flor y Flor-Blanco, 2014; Flor *et al*., 2015; Flor-Blanco *et al*., 2016), así como de costas rocosas (ej.: García-Hernández *et al*., 2017). Sin embargo, la primitiva línea de trabajo sobre la evolución geomorfológica del borde costero asturiano aún cuenta con importantes incógnitas por resolver, especialmente en lo referente a la geocronología de las diferentes fases morfogenéticas identificadas.

Hemos de tener en consideración que, hasta las últimas décadas no se ha producido una generalización en el uso de las técnicas de datación absoluta, por lo que los estudios desarrollados en décadas previas aportaron principalmente cronologías relativas a partir de las relaciones morfoestratigráficas entre las distintas formas y depósitos, habiéndose generado solamente unas pocas edades absolutas (no obstante, se trata de dataciones de C^{14} de depósitos no propiamente marinos; esencialmente de turbas relacionadas morfoestratigráficamente con depósitos marinos y de vertiente; Mary, 1983) que deben ser complementadas actualmente, especialmente si tenemos en cuenta el gran desarrollo experimentado hoy en día por distintas técnicas de datación, como por ejemplo la Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL).

En este sentido, la presente contribución está centrada en la datación mediante OSL de un depósito de cantos marinos de ~90 m de largo colgado al nivel de transgresión de 5-6 m en la playa de San Antolín de Bedón, situada en el sector oriental del litoral asturiano (concejo de Llanes). La localización de dicha playa y sus características generales han sido detalladas en el estudio anterior incluido en este mismo libro (ver dicho estudio), del cual, el presente trabajo

constituye una continuación. El objetivo del mismo es establecer un marco cronológico definitivo para el depósito marino colgado y para la formación superficial que recubre la vertiente en la que se inscribe dicha playa colgada.

2. METODOLOGÍA

Para alcanzar el objetivo planteado se han efectuado cuatro dataciones de OSL. La datación por OSL se ha convertido en las últimas décadas en una de las técnicas preferentes en la obtención de cronologías de depósitos sedimentológicos, ya que permite conocer las edades de forma precisa en un rango comprendido entre varias decenas de años hasta los 300-500 ka (Wintle y Adamiec, 2017), además de datar directamente los sedimentos estudiados, algo que no ocurre, por ejemplo, con otros sistemas de datación comúnmente utilizados como el C^{14}.

De las cuatro dataciones de OSL efectuadas en este trabajo, dos de ellas se corresponden con el depósito marino colgado a 5-6 m sobre el nivel actual del mar (OSL-SAN-1; OSL-SAN-2), y otras dos con un depósito de vertiente que fosiliza al anterior, proveniente de la sierra plana cuarcítica situada inmediatamente al sur (OSL-SAN-3 y OSL-SAN-4).

La toma de las muestras fue realizada siguiendo el protocolo habitual, basado en la introducción de un tubo opaco (PVC en este estudio) en el sedimento. Antes de insertar el tubo de PVC se limpiaron los cortes para evitar recoger cualquier evidencia de bioturbación que pudiera alterar los resultados. Complementariamente, en cada sitio de muestreo se tomó una medida de la radiación gamma. Finalmente, las muestras fueron tratadas en el laboratorio de luminiscencia del Instituto Universitario de Xeoloxía Isidro Parga Pondal (Universidad de la Coruña). El estudio geocronológico se completó con el análisis sedimentológico de los depósitos implicados, así como con la observación mediante una lupa binocular Nikon SMZ800 de las arenas datadas.

3. RESULTADOS

Características sedimentarias

Vistas al microscopio, se observa cómo las arenas que integran el depósito marino colgado están aglomeradas junto a partículas más pequeñas de tamaño limo y arcilla (Figura 1B). A su vez, los granos están poco desgastados y presentan frecuentemente roturas. Tampoco cuentan con el brillo característico de las arenas marinas, que, en cambio, es perfectamente perceptible en las muestras de arenas marinas actuales de la playa (Figura 1A). Otra cuestión no menos importante a tener en cuenta es la absoluta homogeneidad litológica en la muestra procedente del depósito marino colgado (granos de cuarzo en su totalidad, es decir, de la litología autóctona que da lugar a la sierra plana y a la vertiente reglada situada por encima; Figura 1B) con respecto al depósito marino actual que, en cambio, muestra una gran heterogeneidad en su composición (Figura 1A). Todo ello indica claramente que la fracción fina del depósito marino colgado no tiene un origen marino, constituyendo un relleno posterior a la deposición de los cantos, que sí son marinos.

Por encima de la playa colgada se dispone un depósito de vertiente reglada que fosiliza al anterior (Figura 2). En la Figura 1C queda patente la gran similitud de las arenas que integran este depósito de vertiente con respecto a las que conforman el depósito marino colgado. Los análisis sedimentológicos de la fracción fina y gruesa del depósito de vertiente muestran una acumulación sedimentaria en la que los materiales han tenido un escaso recorrido, como señala el bajo índice de desgaste de la fracción gruesa. A su vez, los índices de aplanamiento y disimetría de dicha fracción evidencian que las partículas han sido sometidas a frecuentes roturas, relacionadas con procesos de hielo-deshielo.

A la vista de los resultados, el mecanismo de movilización que se infiere es el desplazamiento lento de los cantos vertiente abajo dentro de una matriz fina; es decir, interpretamos que la morfogénesis del depósito se debe a procesos de solifluxión en manto a lo largo de la ladera bajo condiciones periglaciares.

Tanto en el depósito de vertiente, como en el depósito marino que está localizado estratigráficamente por debajo del anterior, son muy frecuentes la precipitación de óxidos de hierro formando costras a diferentes alturas. Ello evidencia la abundante circulación de aguas dentro de la ladera, y permite inferir que la matriz fina limo-arenosa inserta entre los cantos que integran el depósito marino colgado, proceda de un lavado y arrastre desde la unidad superior (depósito de vertiente).

Resultados geocronológicos

Los resultados geocronológicos obtenidos a partir de las dataciones OSL se muestran en las Tablas 1 y 2. Las muestras referidas a la playa marina colgada elevada a 5-6 m con respecto al nivel del mar actual (OSL-SAN-1 y OSL-SAN-2; Figura 2), recogidas del sector intermedio de dicho depósito (a 1 m de su base), arrojan edades de entre 96,3±8,9 y 93,3±9,0 ka respectivamente. Por su parte, las dos edades OSL de la vertiente regularizada que fosiliza al depósito marino colgado (OSL-SAN-3 y OSL-SAN-4; Figura 2), cuyas muestras se colectaron a 1,80 m por encima del límite superior del citado depósito marino, fueron de 105,9±7,5 y 106,1±7,6 ka respectivamente.

El margen de error existente en cada una de las cuatro dataciones, que oscila entre 7,5 y 9 ka, indica que las edades del depósito marino colgado y del depósito de vertiente no solamente son muy próximas, sino que pueden ser coetáneas.



Figura 1. Muestras de arenas de la playa actual (A), del depósito marino colgado a 5-6 m (B), y del depósito de vertiente que fosiliza al anterior (C) a través de una lupa binocular Nikon SMZ800 (vista X4 aumentos).
Figure 1. Sand samples from the present-day beach (A), from the marine deposit +5-6 m (B), and from the slope deposit that fossilizes the previous one (C) through a Nikon SMZ800 binocular loupe (X4 magnification view).

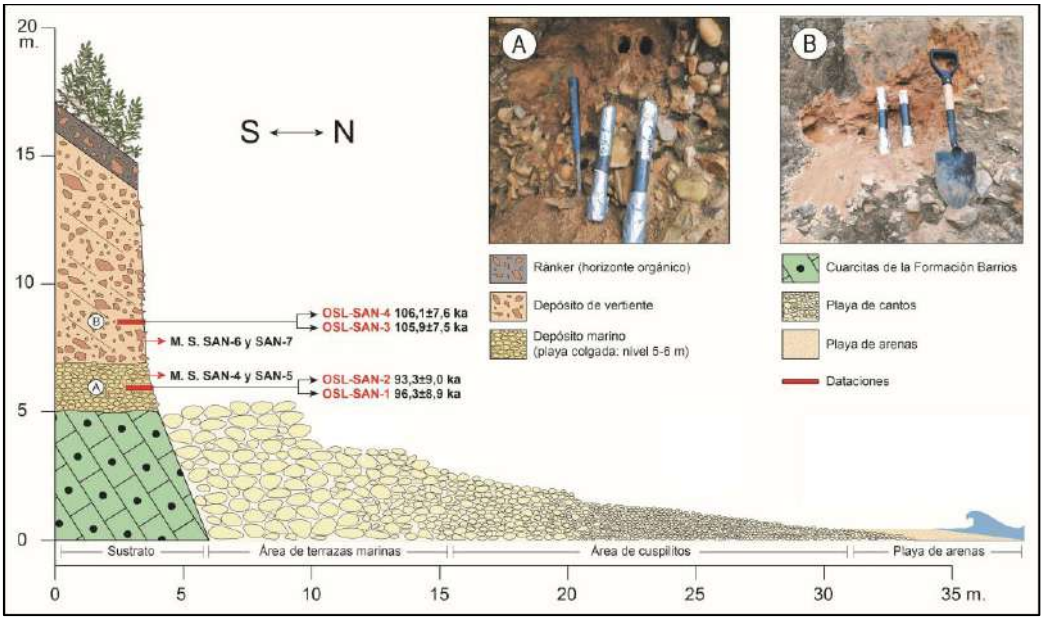


Figura 2. Perfil geomorfológico de la playa de San Antolín de Bedón con imágenes de los sitios donde fueron tomadas las muestras para OSL (A y B), y con los resultados geocronológicos en el depósito marino y en el depósito de vertiente.
Figure 2. Geomorphological profile of San Antolín de Bedón beach with images of the sites where the OSL samples were taken (A and B), and with the geochronological results in the marine deposit and in the slope deposit.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las dataciones de OSL efectuadas tanto en las arenas del depósito marino colgado, como en el depósito de vertiente que fosiliza al anterior, arrojan cronologías de entre 93,3 y 106,1 ka. Concretamente, la edad de las arenas insertas en el depósito marino oscila entre 96,3±8,9 y 93,3±9,0 ka, mientras que el depósito de vertiente tiene edades de 106,1±7,6 y 105,9±7,5 ka. Ha de tenerse en cuenta que el rango de error de las muestras es de entre 7,6 y 9,0 ka, por lo que realmente las cuatro dataciones podrían ser sincrónicas, o muy próximas temporalmente. El mencionado rango temporal coincide con las primeras fases de la Última Glaciación (115-11,7 ka; véase, por ejemplo, las curvas de temperaturas globales estimadas a partir de los registros de hielo de Vostok en la Ántártida y del North Greenland Ice Core Project –NGRIP– en Groenlandia; Petit *et al*., 2000). Por tanto, se trató de un periodo más frío que el actual en el que es del todo improbable que se pudiese generar la playa colgada estudiada, que necesariamente se debe relacionar con un nivel del mar más alto correspondiente a condiciones aún más cálidas que las presentes.

No debemos olvidar, además, que las arenas datadas, tal como se ha explicado en el apartado previo, no tienen un origen marino, correspondiéndose con un relleno posterior de los intersticios existentes entre los cantos marinos, debido, muy probablemente, al arrastre de las partículas finas por las aguas que circularon por la vertiente desde la unidad suprayacente de ladera.

Tabla 1. Actividad de radioisótopos de 238U, 232Th y 40K en los sedimentos estudiados, estimación del contenido en agua (W) y dosis anual (D_r) obtenida.
Table 1. Radioisotope activity of 238U, 232Th, and 40K in the studied sediments, estimated water content (W) and annual dose (Dr) obtained.

Muestra	^{238}U (Bq/kg)	^{232}Th (Bq/kg)	^{40}K (Bq/kg)	W (%)	D_r (Gy ka^{-1})
OSL-SAN-1	24,7±3,1	26,9±3,9	149±19	12±3	1,02±0,16
OSL-SAN-2	26,9±2,8	32,2±3,4	174±18	15±3	1,10±0,16
OSL-SAN-3	12,3±1,7	11,9±1,9	58±10	10±2	0,72±0,12
OSL-SAN-4	11,2±2,0	11±1,5	42±11	10±2	0,67±0,13

Tabla 2. Resultados finales de las dataciones por OSL. Dosis equivalentes (De) obtenidas, sobredispersión (Ov), número de alícuotas aceptadas (N), modelo de edad utilizado y edad obtenida. Para muestras donde no se observan evidencias de blanqueado parcial de la señal OSL se aplica el modelo CAM (*Central Age Model* de Galbraith *et al*., 1999). Para aquellas muestras que muestran indicios de blanqueado parcial de la señal OSL se aplica el modelo MAM (*Minimum Age Model* de Galbraith *et al*., 1999).
Table 2. Final results of the OSL dating. Equivalent doses (De) obtained, overdispersion (Ov), number of accepted aliquots (N), age model used and age obtained. For samples where no evidence of partial bleaching of the OSL signal is observed, the CAM model (Central Age Model of Galbraith et al., 1999) is applied. For those samples that show signs of partial bleaching of the OSL signal, the MAM model (Minimum Age Model of Galbraith et al., 1999) is applied.

Muestra	Coordenadas	D_e (Gy)	Ov (%)	N	Modelo	Edad (ka)
OSL-SAN-1	43º26'34.7"N / 4º52'08.0''W	98,4±5,6	43,2±7,3	20	MAM	96,3±8,9
OSL-SAN-2	43º26'34.7"N / 4º52'08.0''W	102,8±7,5	38,7±5,5	32	CAM	93,3±9,0
OSL-SAN-3	43º26'34.3"N / 4º52'10.0''W	76,6±2,4	17,3±2,3	34	CAM	105,9±7,5
OSL-SAN-4	43º26'34.3"N / 4º52'10.0''W	71,4±1,3	8,7±1,6	33	CAM	106,1±7,6

En definitiva, la génesis de los cantos que integran el depósito marino es anterior a las arenas que los rellenan. Por tanto, la cronología obtenida para las arenas (inicios de la Última Glaciación), permite atribuir la playa colgada de cantos a la fase previa a este enfriamiento de magnitud planetaria, el Eemiense, un periodo interglaciar más cálido que el actual que tuvo lugar entre 130 y 115 ka (Andersen *et al*., 2004; Dahl-Jensen *et al*., 2013). Se confirma de esta manera la interpretación cronológica atribuida a este depósito por Mary (1983). En la costa asturiana existen otros lugares en los que está presente el nivel marino de 5-6 m s.n.m., como la playa de la Jerra, la ensenada de Póo, la playa de Merón, la caleta de la Silluca en Buelna, la cala de Piquezo, Cuevas del Mar, la playa de la Franca, la ría de Tina Menor, la playa de Porcía, o la caleta de la Ponte en Otur (Mary, 1983).

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos CTM2016-77878-P y PID2020-115269GB-I00, y se enmarca dentro del Grupo de Investigación GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andersen, K.K., Azuma, N., Barnola, J.M., Bigler, M., … (2004). High-resolution record of the Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431, 147-151.

Dahl-Jensen, D., Albert, M.R., Aldahan, A., …. (2013). Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. *Nature*, 493 (7433), 489-494.

Fernández Iglesias, Mª.E., Marquínez, J. (2002). Zonación morfodinámica e incidencia antrópica en los estuarios de Tina Mayor y Tina Menor (Costa Cantábrica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15, 141-156.

Flor, G. (1983). Las rasas asturianas: ensayo de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, 65-81.

Flor, G., Flor-Blanco, G. (2014). Componentes de viento generadores de morfologías y campos de dunas costeras en Asturias (NO de España). *Cuaternario y Geomorfología*, 28 (3-4), 47-68.

Flor, G., Flor-Blanco, G., Rey, J. (2015). Dynamics and morpho-sedimentary interactions in the lower mesotidal estuary of Villaviciosa (NW Spain): A management proposal. *Geologica Acta*, 13 (2), 107-121.

Flor-Blanco, G., Rubio-Melendi, D., Flor, G., Fernández-Álvarez, J.P., Jackson, D.W.T. (2016). Holocene evolution of the Xagó dune field (Asturias, NW Spain) reconstructed by means of morphological mapping and ground penetrating radar surveys. *Geo-Marine Letters*, 36 (1), 35-50.

Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmi-um Rock Shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry*, 41, 339-364.

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Fernández, A., y Gallinar, D. (2017). La Playa d'El Gavieiru (Asturias, Noroeste de España) como enclave geomorfológico de interés didáctico. *Vegueta: Anuario de la Facultad de Geografía e Historia.* 17, 401-419.

Jiménez-Sánchez, M., Bischoff, J.L., Stoll, H., Aranburu, A. (2006). A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). *Zeitschrift fur geomorphologie*, 147, 129-141.

Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, 3-35

Mediato Arribas, J.F. (2016). *Oscilaciones del nivel del mar desde el Pleistoceno superior en el sector costero Sagunto-Benicasim (Valencia-Castellón): registro sedimentario, geoquímico e histórico*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 521 págs.

Moñino Sáez, M. (1986). *Establecimiento y cartografía de los niveles de rasa litoral existentes en Cantabria*. Trabajo de investigación inédito, Dpto. de Geografía, Universidad de Cantabria, 171 págs.

Pascucci, V., Sechi, D., Andreucci, S. (2014). Middle pleistocene to holocene coastal evolution of NW sardinia (Mediterranean Sea, Italy). *Quaternary International*, 328, 3-20.

Petit, J.R., Raynaud, D., Lorius, C., Jouzel, J., Delaygue, G., Barkov, N.I., Kotlyakov, V.M. (2000). *Historical isotopic temperature record from the Vostok ice core*. *A Compendium of Data on Global Change.* Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U. S. Departamento of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.

Wintle, A.G., Adamiec, G. (2017). Optically stimulated luminescence signals from quartz: A review. *Radiation Measurements*, 98, 10-33.

Zazo C., Goy J.L., Dabrio C.J., Lario J., González-Delgado J.A., Bardají T., Hillaire-Marcel C., Cabero A., Ghaleb B., Borja F., Silva P.G., Roquero E. y Soler V. (2013): Retracing the Quaternary history of sea-level changes in the Spanish Mediterranean-Atlantic coasts: Geomorphological and sedimentological approach. *Geomorphology*, 196, 36-49.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 292-295. ISBN: 978-84-10345-81-2

CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLOGICA DE LA COSTA CATALANA: UNA PROPUESTA DE CLASIFICACIÓN INTEGRADA

Geomorphological characterization of the catalan coast: an integrated classification proposal

Fus Micheo[1], Marta González[1], Rosa Carles[1] y Jordi Pinyol[1]

1. Unitat de processos geològics actius y Sistema de Informació de Riscos Geològics. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. Parc de Montjuïc s/n 08038 Barcelona.
fus.micheo@icgc.cat

Abstract: In order to address studies related to coastal dynamics, it is often necessary to divide the coastline by sections and group them into sectors that share similar characteristics in terms of their morphology and response to dynamic agents. The work presented here is merely descriptive and is intended to be the basis for future analytical work in the coastal area.

Palabras clave: Geomorfología costera, Catalunya, dinámica litoral, tipología de costa.
Keywords: Coastal geomorphology, Catalonia, coastal dynamics, coastal typology.

1. INTRODUCCIÓN

La costa catalana presenta una gran diversidad geomorfológica, resultado de la interacción entre la constitución del medio geológico, los procesos geológicos externos y la antropización del litoral. Para poder abordar estudios relacionados con la dinámica costera, a menudo surge la necesidad de dividir la línea de costa por tramos y agruparlos en sectores que compartan características similares en cuanto a su morfología y su respuesta a los agentes dinámicos.

En este sentido, el Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC) ha desarrollado una nueva clasificación de la costa (segmentada en líneas) y ha definido unas subunidades geomorfológicas litorales (divididas en polígonos) basadas en criterios físicos, morfológicos y estructurales. Todo ello con el objetivo de facilitar estudios a escala regional y establecer una base para futuros análisis más detallados.

Dos ejemplos de ello son los trabajos de *Cartografia de la perillositat geològica per moviments de vessant en la franja litoral catalana pel Pla de protecció i ordenació del litoral* (ICGC, 2021) o el *Análisis del impacto de temporales costeros recientes en el litoral catalán a partir de cartografías geomorfológicas* (Carles *et al.*, 2025), que se presenta en este congreso, en los cuales se hace uso de esta clasificación para el análisis de la peligrosidad y del impacto, respectivamente.

2. ANTECEDENTES

Son numerosos los trabajos previos en los que se ha tratado la clasificación de la costa. Las clasificaciones son variadas, en función de las necesidades u objetivos de cada uno de los estudios que la han tratado. En este apartado hacemos referencia sólo a algunas de ellas, que se han tomado como punto de partida. Por ejemplo, Calvet y Gallart (1973), en el *Esquema morfológico de la Costa catalana*, proponen una clasificación de la costa en 8 "formas": costa rocosa, pequeño acantilado, gran acantilado, cala, talud en cuaternario, talud en cuaternario con playa, playa y tómbolo. En el *Plan de Puertos de Cataluña* (DPTOP, 1983) se propone una clasificación de 6 tipos de costa: costa rocosa y abrupta, costa rocosa y medianamente abrupta, costa poco abrupta y poco recortada, costa deltaica progradante, costa deltaica aluvial con presencia de algún afloramiento rocoso y costa sometida a presión antrópica. En una versión posterior del *Plan de Puertos* (DPTOP, 2010) se distingue únicamente entre: costas abruptas, costas bajas y deltas. Gelonch (1990) propone una clasificación que adoptó el Departamento de Territorio de la Generalitat de Catalunya (GENCAT, 2024) en 4 tipos de costa: acantilados, costa baja, playas y puertos y obras marítimas. Por último, *El Llibre verd de l'estat de la zona costanera a Catalunya* (CIIRC, 2010), propone una zonificación de la costa en celdas litorales (tramos de costa independientes desde

el punto de visita de la dinámica litoral) que, en este caso, incluye también la parte sumergida en el mar.

3. METODOLOGÍA

La clasificación propuesta es el resultado del análisis y síntesis de clasificaciones previas existentes, seleccionando de cada una de ellas los elementos comunes y homogeneizando al máximo el criterio de clasificación. En el caso concreto de los sectores de costa modificados antrópicamente, se ha realizado una comparativa de ortoimágenes actuales y antiguas, con el fin de observar los cambios más significativos de la línea de costa en cuanto a la intervención antrópica. Por último, se ha realizado una adaptación a las nuevas bases digitales, tramificando la línea de costa a partir del modelo digital del terreno (ICGC, 2016). Los factores que se han tenido en cuenta a la hora de realizar esta clasificación han sido:

• La escala de trabajo: Debe de ser una clasificación aplicable a lo largo de toda la costa catalana, sin tener en cuenta particularidades puntuales de los tramos. Por eso, se ha considerado como escala adecuada de trabajo 1:50 000. Que un tramo o sector esté clasificado con una determinada tipología, no quiere decir que no existan ciertos puntos que reúnen características más propias de otra tipología, pero que, por cuestiones de escala, quedan integrados en la tipología mayoritaria.

• El ámbito de estudio: Restringido sólo a la zona supralitoral, entendida como aquella situada sobre el límite superior del oleaje. Tierra adentro, la clasificación se extiende a una franja de ancho de 500 metros, aproximadamente.

• La clasificación sólo tiene en cuenta las propiedades físicas del medio terrestre, dejando de lado otros factores de carácter más ambiental que puedan incidir en ellos, como el régimen de vientos y de oleaje, corrientes submarinas predominantes, la vegetación y relieve del fondo marino, etc.

4. RESULTADOS

Tanto la clasificación de la tipología de costa como la distinción entre subunidades geomorfológicas litorales que se obtienen con este trabajo son descriptivas y nos ofrecen una visión regional de la geomorfología de la costa catalana.

Tipología de costa

Según los criterios descritos, se propone una clasificación de la costa dividida en 6 categorías (Figura 1):

• Costa rocosa y abrupta: formada por una costa rocosa accidentada e irregular, donde dominan los acantilados, recortada con numerosos entrantes y salientes con pequeñas playas en el fondo de las calas.

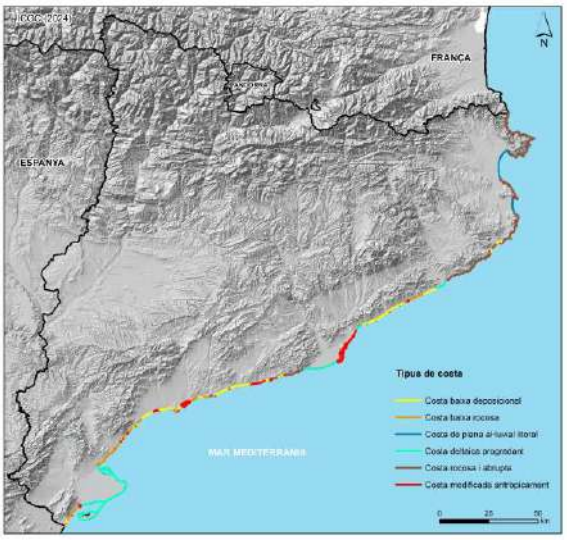


Figura 1. Clasificación de la tipología de costa catalana en 6 categorías (ICGC, 2024).

Figure 1. Classification of the Catalan coast typology into 6 categories (ICGC, 2024).

• Costa baja rocosa: se caracterizan por presentar afloramientos de roca o de depósitos sedimentarios cementados, muy cercanos o junto a la línea de costa. A diferencia de la costa rocosa y abrupta, este tipo de costa tiene pendientes relativamente suaves, sin grandes desniveles.

• Costa baja deposicional: Se trata de un tipo de costa de relieve bajo, formada por numerosos conos aluviales y otros depósitos de morfología llana, que enlazan con el mar por medio de un perfil suave.

• Costa deltaica progradante: Se ha configurado con la interacción de la dinámica fluvial y litoral. En el caso de los deltas progradantes, predomina el factor fluvial sobre el marino, de modo que el sedimento aportado por los ríos avanza hacia el mar, dando lugar a salientes sedimentarios arqueados en la línea de costa.

• Costa de llanura aluvial litoral: Se trata de un tipo de costa con un relieve muy llano o deprimido, situado en el tramo final de un río, donde se forma una llanura que está colmatada por las acumulaciones de sedimento aluviales aportados por el río.

• Costa modificada antrópicamente: La fisonomía general de la costa no corresponde o es muy diferente a la natural debido a factores de presión antrópica.

Según esta clasificación la costa catalana se caracteriza por tener un 34% de costa rocosa y abrupta, un 27,7% de costa modificada antrópicamente, un 16,0% de costa deltaica progradante, un 10,1% de costa baja deposicional, un 8,8% de costa baja rocosa y un 3,5% de costa de llanura aluvial litoral (Figura 2).

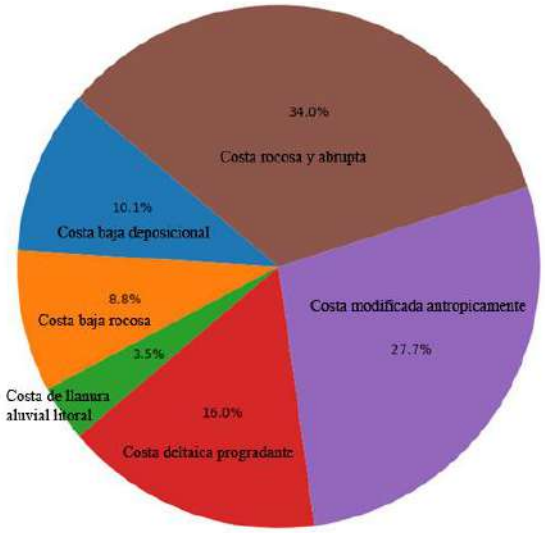


Figura 2. Gráfico porcentual para cada una de las tipologías costeras descritas respecto a la totalidad de la costa catalana.
Figure 2. Percentage graph for each of the coastal typologies described with respect to the entire Catalan coast.

Subunidades geomorfológicas litorales

En este trabajo definimos como subunidad geomorfológica litoral aquella área del terreno que comparte características similares en cuanto a: tipología de costa, características geomorfológicas de paisaje, ubicación geográfica, constitución litológica y estructura geológica.

Teniendo en cuenta estos criterios, y basándonos en el *Mapa Estructural de Cataluña 1:250.000* (ICGC, 2014), en el *Mapa Geológico de Cataluña 1:250.000* (ICGC, 2024) y en la *Caracterización geomorfológica de la costa catalana* (ICGC, 2025) se propone una clasificación de la costa en 20 subunidades geomorfológicas litorales.

En la tabla 1, se muestran las 20 subunidades, a las que se les asigna un nombre en función de su situación geográfica, el principal grupo litológico que las constituye y el tipo de costa predominante.

Tabla 1. Tipo de costa y grupo litológico por subunidad geomorfológica.
Table 1. Shoreline type and lithologic group by geomorphologic subunit.

Subunidad geomorfológica		Grupo Litológico	Tipo de costa
1	Cap de Creus	Rocas metamórficas y ígneas + sedimentos	Costa rocosa y abrupta
2	Badia de Roses	Sedimentos	Costa de llanura aluvial litoral
3	El Montgrí (Serralada Litoral)	Rocas sedimentarias	Costa rocosa y abrupta
4	Badia de Pals	Sedimentos	Costa de llanura aluvial litoral
5	Costa Brava meridional	Rocas metamórficas y ígneas + sedimentos	Costa rocosa y abrupta
6	Delta de la Tordera	Sedimentos	Costa deltaica progradante
7	Costa del Maresme	Rocas ígneas + Sedimentos	Costa baja rocosa + Costa baja deposicional
8	Deltas del Besós i Llobregat	Sedimentos	Costa deltaica progradante + Costa modificada antrópicamente
9	Costa de Garraf (Serralada Litoral)	Rocas sedimentarias	Costa rocosa y abrupta
10	Marina del Penedés (hasta Torredembarra)	Sedimentos + Rocas sedimentarias	Costa baja deposicional + baja rocosa + modificada antrópicamente
11	Costa Nord de Tarragona	Sedimentos + Rocas sedimentarias	Costa baja rocosa
12	Port de Tarragona	Sedimentos	Costa modificada antrópicamente
13	Cap de Salou	Rocas sedimentarias	Costa baja rocosa
14	Costa del Baix Camp	Sedimentos	Costa baja deposicional
15	Alt del Torn	Rocas sedimentarias	Costa rocosa y abrupta
16	Pla de l'Ametlla (Façana Litoral)	Sedimentos	Costa baja rocosa
17	Alt del Perelló	Rocas sedimentarias	Costa baja rocosa
18	Pla de l'Ampolla	Sedimentos	Costa baja rocosa
19	Delta de l'Ebre	Sedimentos	Costa deltaica progradante
20	Pla del Montsià (fachada Litoral)	Sedimentos	Costa baja deposicional

Cada subunidad incluye una descripción detallada del ámbito geográfico, del tipo y morfología de costa junto con la cota máxima que alcanza el relieve, de la geología y de los procesos activos que tienen lugar (erosión,

movimientos de ladera, dinámica litoral, etc.), así como, del grado de antropización. Además, se incluyen los Espacios Naturales y de Interés Geológico, ubicados dentro de la subunidad y se proporciona información del número de playas y puertos que incluye. Finalmente, la descripción se acompaña de un mapa con la delimitación de cada subunidad, con la cartografía geológica (a escala 1:50.000) como capa base (Figura 3), además de ejemplos con imágenes que muestran el aspecto de la costa y las playas que pertenecen a la subunidad.

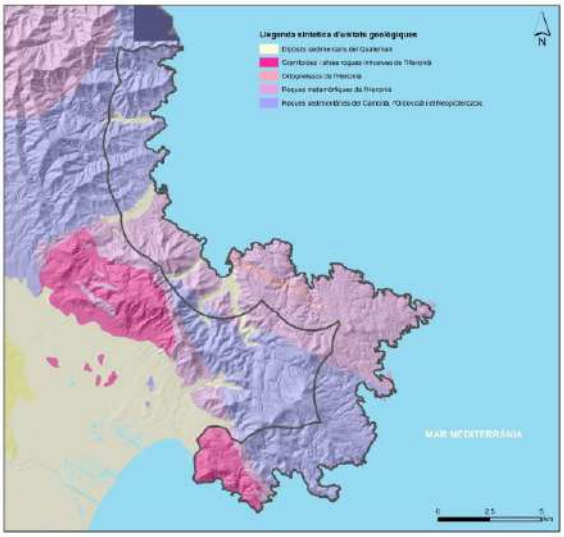


Figura 3. Ejemplo de la subunidad Cap de Creus con la síntesis de unidades geológicas que afloran.
Figure 3. Example of the Cap de Creus subunit with the synthesis of outcropping geological units.

5. DISCUSIÓN

Las dos clasificaciones propuestas segmentan la costa catalana en áreas que comparten características similares en cuanto a su geomorfología, estructura geológica, constitución litológica, espacios de interés geológico a proteger, modificaciones antrópicas y procesos activos que tienen lugar.

Según las clasificaciones propuestas, la costa catalana se divide en seis tipologías y veinte subunidades geomorfológicas litorales. En función de la tipología, la costa se define por tener el 34% de costa rocosa y abrupta, el 27,7% de costa modificada antrópicamente, el 16,0% de costa deltaica progradante, el 10,1% de costa baja deposicional, el 8,8% de costa baja rocosa y el 3,5% de costa de llanura aluvial litoral.

Las subunidades geomorfológicas litorales permiten conocer detalles como el grupo litológico que la configura así cómo los Espacios Naturales y de Interés Geológico que incluyen.

Estas clasificaciones proporcionan información de base integrada para la gestión del litoral, ya que permiten identificar áreas vulnerables a las dinámicas litorales, fluviales y de ladera, planificar infraestructuras costeras y proteger los espacios de interés tanto geológico como ecológico.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Calvet, J. y Gallart, F. (1973). Esquema morfológico de la Costa catalana. *Acta Geológica Hispánica VII.* 125-130.

Carles, R., Micheo, M.J., González, M. y Pinyol, J (2025) Análisis del impacto de temporales costeros recientes en el litoral catalán a partir de cartografías geomorfológicas. Libro de actas de la XVII RNG. SEG.

Departament de Política Territorial i Obres Públiques (2010). *Pla de ports de Catalunya 2007-2015*. Barcelona: Generalitat de Catalunya, Barcelona,798 pp.

Gelonch, G. (1990). El dominio público marítimo terrestre en Catalunya. Ordenación del litoral. *Revista de Obras Públicas 18*, 52-69.

GENCAT. (2024). Configuració del litoral Català, https://territori.gencat.cat/ca/06_territori_i_urbanisme/costes_i_muntanya/la_costa_catalana/la_costa_catalana/index.html

CIIRC (2010). *Estat de la zona costanera a Catalunya*. Generalitat de Catalunya y Centre Internacional d'Investigació dels Recursos Costaners. https://www.icgc.cat/ca/Ambits-tematics/Ambit-litoral/Projectes-precursors/

ICGC. (2014). Mapa Estructural de Catalunya 1:250.000. https://app1.icgc.cat/bd/mapes/icgc_MEstructural250M_v1g.pdf

ICGC. (2016). Model d'Elevacions del Terreny de Catalunya 2x2metres (MET-2) v1.0. Disponible en: https://www.icgc.cat/ca/Geoinformacio-i-mapes/Dades-i-productes/Bessons-digitals-Elevacions

ICGC. (2021). Cartografia de la perillositat geològica per moviments de vessant en la franja litoral catalana pel Pla de protecció i ordenació del litoral. ICGC. AP-0011/23.

ICGC. (2024). Mapa Geológico de Catalunya 1:250.000, v3.https://www.icgc.cat/ca/Geoinformacio-i-mapes/Dades-i-productes/Geoinformacio-geologica-i-geofisica/Cartografia-geologica/Mapa-geologic-de-Catalunya-1250000

ICGC. (2025). Caracterització geomorfològica de la costa catalana. Informe interno. ICGC. RN-0001/25.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 296-299. ISBN: 978-84-10345-81-2

EVOLUCIÓN COSTERA Y ACRECIÓN DE DUNAS EÓLICAS EN LA ISLA DE SÁLVORA (RÍA DE AROUSA) DURANTE LOS ÚLTIMOS 2.500 AÑOS: EVIDENCIAS GEOARQUEOLÓGICAS Y DATACION POR OSL

Coastal Evolution and Aeolian Dune Accreation on Sálvora Island (Ría de Arousa) over the Last 2,500 Years: Geoarchaeological Evidence ad OSL Dating

Jorge Sanjurjo-Sánchez[1], Andrea Miño Regueiro[1], Juan Ramón Vidal Romaní[1], Adolfo Fernández Fernández[2]

1. Instituto Universitario de Geología, Universidade da Coruña, ESCI, Campus de Elviña, 15071 A Coruña, España. jorge.sanjurjo.sanchez@udc.es
2. Department of History, Universidade de Vigo, Vigo, España.

Abstract: This study analyzes coastal aeolian sediments at Areal dos Bois (Sálvora Island, NW Spain) to reconstruct past envairomental changes. Optically Stimulated Luminiscence (OSL) dating of seven sample reveals dune accreation events over de past 2,500 years, linked to phases of climate and sea-level variability. These events coincide whith regional climatic changes and human activity, highlighting the value of geoarchaeological records for understanding coastal dynamics.

Palabras clave: datación OSL, sedimentos eólicos, dunas costeras, Holoceno tardío, NO de España.
Keywords: OSL dating, aeolian sediments, coastal dunes, Late Holocene, NW Spain.

1. INTRODUCCIÓN

La costa de Galicia ha cambiado significativamente desde el final del Pleistoceno Superior hasta el Holoceno Final debido al ascenso del nivel del mar, lo que provocó la inundación de antiguos valles fluviales y la formación de las rías gallegas (Vidal-Romaní y Grandal-D'Anglade, 2018; Arce Chamorro *et al.*, 2022, 2023). La subida del nivel del mar creó islas en las entradas de las Rías de Vigo, Pontevedra y Arousa, resultando en la individualización de las Islas Cíes en la Ría de Vigo hace unos 3.000 años (Arce Chamorro *et al.*, 2022). Sin embargo, aún hay pocos datos de la evolución posterior de la costa, lo que apoya la importancia de estudiar los sedimentos recientes de estas islas.

En este trabajo se analizan los sedimentos eólicos del yacimiento arqueológico del Areal dos Bois, en la isla de Sálvora (Ría de Arousa), para entender mejor la evolución histórica de la costa, y de la isla, durante el Holoceno Final.

Área de estudio

Sálvora se encuentra en la desembocadura de la Ría de Arousa (Figura 1), la mayor de las rías gallegas, que presenta dos bocas: una principal, al sur, entre Sálvora y O Grove, y otra al norte, con escolleras e islas menores.



Figura 1. (A) Ubicación de la Isla de Sálvora. (B) Imagen satelital con la localización del Areal dos Bois. (C) Vista parcial de la isla y ubicación del yacimiento romano.
Figure 1. (A) Location of Sálvora Island. (B) Satellite image showing Arenal dos Bois. (C) Partial view of the island and the Roman site.

La costa oeste de Sálvora sufre erosión por oleaje, mientras que la costa este ofrece condiciones para la sedimentación y conservación arqueológica. Allí se sitúa el yacimiento de Areal dos Bois, descubierto y catalogado en 2008, que muestra ocupación humana desde época romana hasta la actualidad (Fernández Fernández *et al.*, 2022). En 2022 se realizaron dos sondeos que identificaron estructuras interpretadas como una posible fábrica romana de preparados de pescado (s. I d.C).

La ensenada de Areal dos Bois es una zona llana con una franja submareal de 100 m y menos de 2 m de profundidad. Las estructuras arqueológicas se disponen entre arenas eólicas hoy estabilizadas, lo que indica un nivel del mar más bajo y vientos del NE-SO. Para datar estos sedimentos, se tomaron muestras por encima y por debajo de los restos (Figura 2), que fueron analizadas por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL).

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Se recolectaron siete muestras en tubos de PVC de dos sondeos (S1 y S2), no coincidiendo el primero de ellos con estructuras arqueológicas. Las muestras fueron tratadas y datadas en el Laboratorio de Luminiscencia de la Universidad de A Coruña siguiendo el procedimiento descrito en Viveen *et al.* (2014).

Se utilizaron dos lectores automatizados de luminiscencia para medir las dosis equivalentes (De) mediante el protocolo SAR (Single-Aliquot Regenerative-dose) (Murray y Wintle, 2000). La tasa de dosis anual (Dr) se calculó por espectrometría gamma de alta resolución, cuantificando las actividades de ^{238}U, ^{232}Th y ^{40}K, y utilizando los factores de conversión de Guérin *et al.* (2011). La dosis cósmica se calculó según Prescott y Hutton (1994).

Las edades se calcularon mediante el Modelo de Edad Central (CAM) (Galbraith *et al*., 1999) y mediante un análisis bayesiano usando Monte Carlo Markov Chains (MCMC), siguiendo las recomendaciones de Heydari y Guérin (2018) y Guérin *et al.* (2021).

3. RESULTADOS

Las actividades de los radioisótopos son homogéneas en el sondeo S1 y más variables en el S2, con valores de dosis total (Dr) más altos en este último (Tabla 1), probablemente debido a la proximidad del sustrato granítico, que podría aportar mayores concentraciones de ^{238}U, ^{232}Th y ^{40}K. Las cadenas de desintegración de ^{238}U y ^{232}Th muestran equilibrio secular.

Los tests *preheat* mostraron coherencia en todas las muestras, seleccionándose un *preheat* de 200 °C durante 10 segundos. Las señales OSL fueron intensas, con rápida caída y fondo bajo tras dos segundos de estimulación. Las distribuciones de dosis equivalentes (De) mostraron patrones gaussianos homogéneos y no sesgados, con sobredispersión (OD) inferior al 20%, por lo que se aplicó el Modelo de Edad Central (CAM) (Galbraith *et al*., 1999).

La OD varió entre 10% y 21%, dentro de los valores esperables para sedimentos eólicos con blanqueamiento completo (Galbraith y Roberts, 2012). Los resultados obtenidos con CAM y BayLum se resumen en la Tabla 2.



Figura 2. Perfiles estratigráficos de los sondeos. (A) Sondeo 1. (B) Sondeo 2.
Figure 2. Stratigraphic profiles of the surveys. (A) Survey 1. (B) Survey 2.

Tabla 1. Actividad de los radionúclidos y tasas de dosis total (Dr) de las muestras de sedimento de la isla de Sálvora.
Table 1. Activity concentrations of radionuclides and total dose rates (Dr) for sediment samples from Sálvora Island.

Muestra	^{238}U (Bq kg^{-1})	^{232}Th (Bq kg^{-1})	^{40}K (Bq kg^{-1})	Dr (Gy ka^{-1})
S1-23-1	17.3±1.0	14.3±1.1	740±30	2.70±0.08
S1-23-2	12.0±0.8	12.4±1.1	690±30	2.49±0.08
S1-23-3	10.6±0.8	9.9±0.8	610±25	2.20±0.07
S1-23-4	11.7±0.9	14.7±1.4	630±25	2.38±0.07
S2-23-5	21.9±1.1	23±2	920±40	3.43±0.10
S2-23-6	51±3	51±3	1260±55	5.29±0.14
S2-23-7	18.8±1.1	19.0±1.5	820±35	3.04±0.09

Tabla 2. Porcentaje de sobredispersión (O.D.), dosis equivalente (De) calculada mediante los modelos CAM y BayLum para las alícuotas aceptadas de las muestras de arena dunar de los sondeos 1 y 2.
Table 2. Overdispersion percentage (O.D.), equivalent dose (De) calculated using the CAM and BayLum models for the accepted aliquots of dune sand samples from surveys 1 and 2.

Muestra	N	O.D. (%)	De CAM (Gy)	De BayLum (Gy)
S1-23-1	38/38	11±2	6.63±0.14	6.19±0.16
S1-23-2	29/40	10±3	2.75±0.09	2.69±0.11
S1-23-3	28/40	19±5	1.79±0.09	1.67±0.12
S1-23-4	37/38	21±5	0.92±0.05	0.96±0.06
S2-23-5	31/59	11±5	7.35±0.31	6.96±0.41
S2-23-6	26/35	21±4	10.68±0.50	9.79±0.97
S2-23-7	36/26	15±3	4.22±0.13	3.53±0.08

Las edades calculadas mediante el Modelo de Edad Central (CAM) oscilan entre 0.388 ± 0.023

ka y 2.458 ± 0.088 ka en el sondeo S1, y entre 1.391 ± 0.059 ka y 2.144 ± 0.110 ka en el S2 (Tabla 3). Los resultados muestran buena coherencia tanto dentro de cada sondeo como entre ambos (Tabla 1).

Se calcularon adicionalmente las dosis equivalentes (De) y edades mediante el modelo BayLum, obteniéndose valores compatibles con CAM, aunque con errores aleatorios iguales o mayores. Por tanto, se seleccionaron las edades CAM como base para la reconstrucción cronológica de los depósitos.

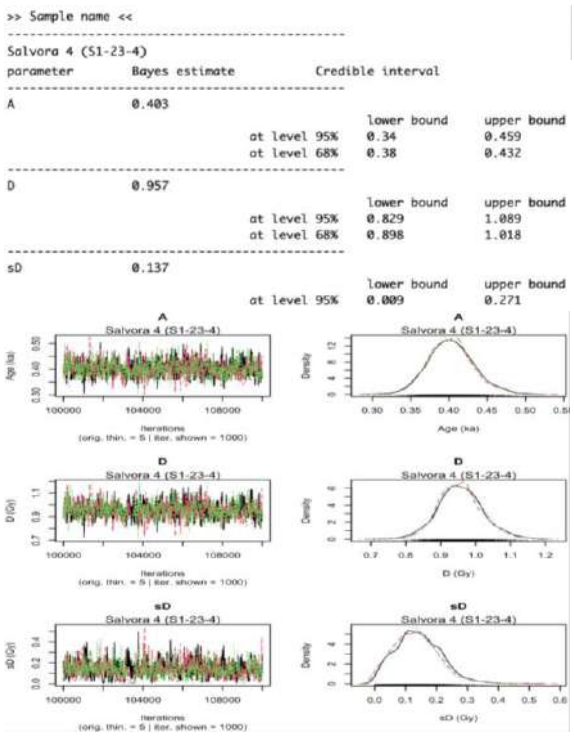


Figura 3. (A). Gráfico de convergencia de tres cadenas de Markov independientes para la muestra S1-23-4, generado con el paquete BayLum en R.

Figure 3. (A). Convergence plot of three independent Markov chains for sample S1-23-4, generated with the BayLum package in R.

Aunque este modelo incorpora la dispersión de dosis de forma más completa y puede ser útil en contextos con mezclas sedimentarias, en este caso los resultados no difieren sustancialmente de los obtenidos con CAM, que además presentan una mayor precisión. Este comportamiento contrasta con lo observado en estudios de sedimentos eólicos muy recientes, donde BayLum puede ofrecer ventajas (Sanjurjo-Sánchez *et al*., 2024).

4. DISCUSIÓN

Las edades obtenidas indican episodios de acreción eólica en dunas estabilizadas por la vegetación, ya que actualmente no se observan procesos eólicos activos. La falta de un área fuente de sedimentos y la proximidad del mar señalan que estos sedimentos corresponden a restos de cuerpos dunares parcialmente cubiertos por el último ascenso del nivel del mar (Sanjurjo-Sánchez *et al*., 2024).

Tabla 3. Datos de las edades obtenidas por los métodos CAM y BayLum para las muestras analizadas. Se incluyen las profundidades (Prof) y las edades correspondientes (Age CAM y Age BayLum) expresadas en kiloyears (ky), junto con sus respectivas incertidumbres.

Table 3. Data of the ages obtained by the CAM and BayLum methods for the analyzed samples. It includes the depths (Prof) and the corresponding ages (Age CAM and Age BayLum) expressed in kiloyears (ky), along with their respective uncertainties.

Muestra	Prof.	Age CAM (ky)	Age Baylum (ky))
S1-23-1	2.9	2.46±0.09	2.30±0.09
S1-23-2	1.2	1.10±0.05	1.08±0.06
S1-23-3	0.75	0.81±0.05	0.76±0.06
S1-23-4	0.29	0.39±0.02	0.40±0.03
S2-23-5	1.5	2.14±0.11	2.03±0.14
S2-23-6	1.25	2.02±0.11	1.85±0.19
S2-23-7	0.8	1.39±0.06	1.16±0.04

El primer episodio datado (2.46 ± 0.09 ka) coincide con eventos similares datados en el Islote Areoso (Cajade-Pascual *et al*., 2023) correspondiendo con un período de frío observado a nivel global (Marcott *et al*., 2013). El evento de 2.14 ± 0.11 ka coincide con otro período frío (Marcott *et al*., 2013), previo a la ocupación romana local. Posteriormente, se produjo otro aporte (2.02 ± 0.11 ka), posiblemente asociado al abandono de la estructura arqueológica encontrada.

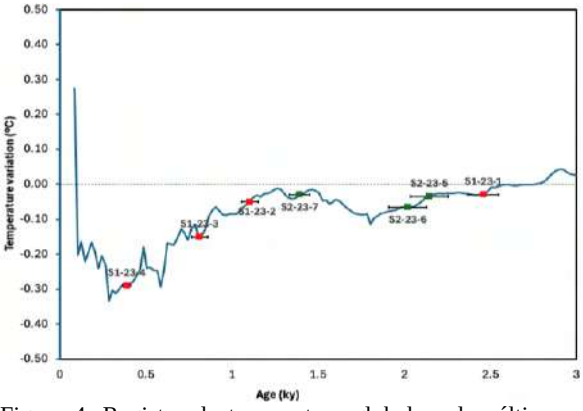


Figura 4. Registro de temperatura global en los últimos 3.000 años, con indicación de las edades obtenidas en este estudio (Marcott et al., 2013).

Figure 4. Global temperature variation over the last 3,000 years showing sample ages from this study (Marcott et al., 2013).

El nivel superior a los restos romanos se data en 1.39 ± 0.06 ka, coincidiendo con un momento frío en época medieval (Marcott *et al.*, 2013;

Abrantes *et al*., 2017). Las acreciones posteriores, de 1.10 ± 0.05 ka y 0.81 ± 0.05 ka, ocurrieron entre 870–970 d.C. y 1170–1260 d.C., respectivamente, en fases frías con descensos de hasta 2 °C en la Península Ibérica (Giralt *et a*l., 2017; Abrantes *et al.*, 2017; GRIP, 2004). El evento más reciente (0.39 ± 0.02 ka, entre 1614 y 1660 d.C.) coincide con registros históricos de avance de dunas en la Península del Morrazo, que provocaron el abandono de viviendas (Pino Pérez, 2023).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Xunta de Galicia (ED431B 2021/17), el proyecto SENTINELA (ref. 2955 S/2022) del Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico, y contó con el apoyo del Instituto de Geología de la Universidad de A Coruña.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abrantes, F., Rodrigues, T., Rufino, M., Salgueiro, E., Oliveira, D., Gomes, S., Oliveira, P., Costa, A., Mil-Homens, M., Drago, T. y Naughton, F. (2017). The climate of the Common Era off the Iberian Peninsula. *Climate of the Past*, 13(12), 1901–1918.

Arce-Chamorro, C., Vidal-Romaní, J. R. y Sanjurjo-Sánchez, J. (2022). Chronology of Four Climbing Dune Outcrops on the Atlantic Coast of Galicia (NW Spain) Linked to the Sea Level Fall during the MIS6 and MIS4 Isotopic Stages. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(3).

Arce Chamorro, C., Vidal Romaní, J. R., Grandal d'Anglade, A. y Sanjurjo Sánchez, J. (2023). Aeolization on the Atlantic coast of Galicia (NW Spain) from the end of the last glacial period to the present day: Chronology, origin and evolution of coastal dunes linked to sea-level oscillations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 48(1), 198–214.

Cajade-Pascual, D., Costa-Casais, M., Blanco-Chao, R. y Taboada Rodríguez, T. (2023). Sea-level change and human occupation over 6000 years on Areoso Island (Ría de Arousa, NW Iberian Peninsula). *Environmental Earth Sciences*, 82(260).

Fernández Fernández, A., Ruanova Álvarez, N., Méndez Otero, R. y García Cabo, M. (2022). New light about the ancient occupation on the island of Sálvora (Ribeira): results of the archeological investigation at the Roman site of Areal dos Bois. *Minius*, 27, 11–31.

Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G. M., Yoshida, H. y Olley, J. M. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry*, 41(2), 339–364.

Galbraith, R. F. y Roberts, R. G. (2012). Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations. *In Quaternary Geochronology*, 11, 1–27.

Giralt, S., Moreno, A., Cacho, I. y Valero-Garcés, B. (2017). A comprehensive overview of the last 2,000 years Iberian Peninsula climate history. *CLIVAR Exchanges*, 73, 5–10.

Greenland Ice Core Project (GRIP). (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431, 147–151.

Guérin, G., Mercier, N. y Adamiec, G. (2011). Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 29(1), 5–8.

Guérin, G., Lahaye, C., Heydari, M., Autzen, M., Buylaert, J. P., Guibert, P., Jain, M., Kreutzer, S., Lebrun, B., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Urbanova, P. y Philippe, A. (2021). Towards an improvement of optically stimulated luminescence (OSL) age uncertainties: Modelling OSL ages with systematic errors, stratigraphic constraints and radiocarbon ages using the R package BayLum. *Geochronology*, 3(1), 229–245.

Heydari, M. y Guérin, G. (2018). OSL signal saturation and dose rate variability: Investigating the behaviour of different statistical models. *Radiation Measurements*, 120, 96–103.

Marcott, S. A., Shakun, J. D., Clark, P. U. y Mix, A. C. (2013). A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, 339(6124), 1198–1201.

Murray, A. S., y Wintle, A. G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, 57–73.

Pino Pérez, A. (2023). Cambios en el paisaje como consecuencia de un episodio climático, en el contexto de la Pequeña Edad de Hielo (siglos XVI-XVII), en la feligresía de San Andrés de Hío (Cangas, Pontevedra). *Cuadernos de Estudios Gallegos*, 70(136), 161–181.

Prescott, J.R. y Hutton, J.T. (1994) "Cosmic Ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations". *Radiation Measurements*, 23(2–3), pp. 497–500.

Sanjurjo-Sánchez, J., Arce-Chamorro, C., Vidal-Romaní, J. R. y Matin, N. (2024). OSL dating of very young aeolian sediments of NW Spain to assess dune erosion and accretion periods. *Quaternary Geochronology*, 82.

Vidal-Romaní, J. R. y Grandal D'Anglade, A. (2018). Note on the last marine transgression on the coast of Galicia. *Cadernos Do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 40, 229–246.

Viveen, W., Sanjurjo-Sanchez, J., Goy-Diz, A., Veldkamp, A. y Schoorl, J. M. (2014). Paleofloods and ancient fishing weirs in NW Iberian rivers. *Quaternary Research (United States)*, 82(1), 56–65.

Métodos y técnicas en Geomorfología



Obtención de una muestra para dataciones de isótopos cosmogénicos en una roca aborregada de Punta Barnard (Isla Livingston, Antártida). Fotografía de Rosana Menéndez Duarte.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 303-306. ISBN: 978-84-10345-81-2

APLICACIÓN DE TÉCNICAS *IN SITU* Y REMOTAS PARA LA MONITORIZACIÓN DE DEFORMACIONES GRAVITACIONALES EN ÁREAS COSTERAS

Application of In Situ and Remote Techniques for Monitoring Gravitational Deformations in Coastal Areas

Jerymy Carrillo[1], María José Domínguez-Cuesta[1], Anna Barra[2], José Cuervas-Mons[1], Pelayo González-Pumariega[3], Carlos López-Fernández[1], Luis Pando[1], Laura Rodríguez-Rodríguez[1] y Montserrat Jiménez-Sánchez[1]

1. Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. jerymycarrillo@outlook.es
2. Geomatics Research Unit, Centre Tecnològic de Telecomunicacions de Catalunya, 08860 Castelldefels.
3. Dpto. de Explotación y Prospección de Minas, Universidad. de Oviedo, C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós s/n, 33600 Mieres.

Abstract: The Asturias region (N Spain) features rugged terrain that is highly susceptible to gravitational processes, particularly along its remote coastal areas. An active landslide on the Tazones lighthouse cliff has been monitored since 2018 using both in situ methods and A-DInSAR techniques. However, low SAR coherence has limited the effectiveness of this approach, leading to the installation of 24 Passive Corner Reflectors in 2022 and 2024 to improve signal quality. This communication presents the monitoring methodology and preliminary findings.

Palabras clave: Deslizamiento, A-DInSAR, Passive Corner Reflector, Teledetección, Asturias.
Keywords: Landslide, A-DInSAR, Passive Corner Reflector, Remote Sensing, Asturias.

1. INTRODUCCIÓN

El retroceso costero es un fenómeno de alcance global que afecta a una parte significativa de la población mundial, especialmente en regiones próximas a costas escarpadas. Su evolución depende de la litología, la estructura del lecho rocoso y la acción de diversos agentes externos, lo que provoca subsidencia, inestabilidad de laderas y pérdida progresivas de territorio (Mushkin *et al.*, 2019).

En este contexto, la necesidad de comprender la dinámica del retroceso costero ha impulsado el desarrollo de metodologías que combinan múltiples ramas de la geología y, más recientemente, técnicas de teledetección avanzada. En el caso de España, y más concretamente la llamada "Costa Jurásica", en la región de Asturias, combina una destacada relevancia geológica y paleontológica con una notable exposición a procesos de inestabilidad. Dentro de este marco, el entorno del Faro de Tazones representa un enclave singular. En esta zona, se localiza un movimiento de ladera activo cuya monitorización se viene realizando desde 2018 (Domínguez-Cuesta *et al.*, 2022a). La dificultad de acceso al talud, junto con la densa cobertura vegetal, han puesto de manifiesto la necesidad de aplicar ciertas técnicas remotas, como la interferometría radar avanzada (A-DInSAR), (Domínguez-Cuesta *et al.*, 2022b). Estas técnicas permiten el monitoreo del terreno a largo plazo mediante el procesamiento de grandes volúmenes de imágenes satelitales SAR (*Synthetic Aperture Radar*; Barra *et al.*, 2017).

Por tanto, esta monitorización ha permitido avanzar en la caracterización del deslizamiento, en el desarrollo de modelos conceptuales del comportamiento de la ladera y en el análisis de los factores que condicionan su evolución.

Objetivos

El presente trabajo se centra en los siguientes objetivos principales: (i) caracterizar la inestabilidad que afecta a la ladera del Faro de Tazones, destacando su relevancia como ejemplo representativo de los procesos de retroceso en los acantilados jurásicos asturianos; (ii) analizar la evolución espacio-temporal del deslizamiento mediante la monitorización continua llevada a cabo entre los años 2020 y 2025; y (iii) evaluar el potencial de las técnicas

A-DInSAR, reforzadas mediante la instalación de reflectores artificiales (*Corner Reflectors*), para el seguimiento de deformaciones en zonas con limitada accesibilidad y escasos elementos reflectantes naturales.

Área de estudio

El área de estudio se localiza en el sector central de la costa cantábrica, al norte de la península ibérica, concretamente en el entorno del Faro de Tazones (Asturias), dentro del concejo de Villaviciosa (Figura 1a). El ámbito específico del estudio abarca una franja costera de aproximadamente 700 metros de longitud, orientada hacia el norte y noreste, con una superficie total cercana a los 161.000 m² (Figura 1c). Desde junio de 2018, este sector ha sido objeto de una monitorización sistemática y continua (Domínguez-Cuesta *et al.*, 2022a).

Marco geológico

El sustrato rocoso de la zona de estudio está formado por materiales de la Formación Lastres, de edad Jurásico superior (Figura 1b), constituido por una sucesión alternante de capas principalmente de carácter siliciclástico buzando 15-17° hacia el norte. Este conjunto está afectado por varios sistemas de fracturación, destacando dos de ellos con dirección y buzamiento 262/85 y 166/75. Tanto la estratificación como la fracturación controlan la evolución morfológica del talud, y condicionan la dirección de los movimientos en masa (Domínguez-Cuesta *et al*., 2022a). La cobertura cuaternaria está compuesta principalmente por depósitos coluviales de escaso espesor, formados por acumulaciones detríticas procedentes de la erosión de la rasa litoral (Crespo *et al.*, 2008; García-Ramos y Aramburu, 2010; López, 2012)

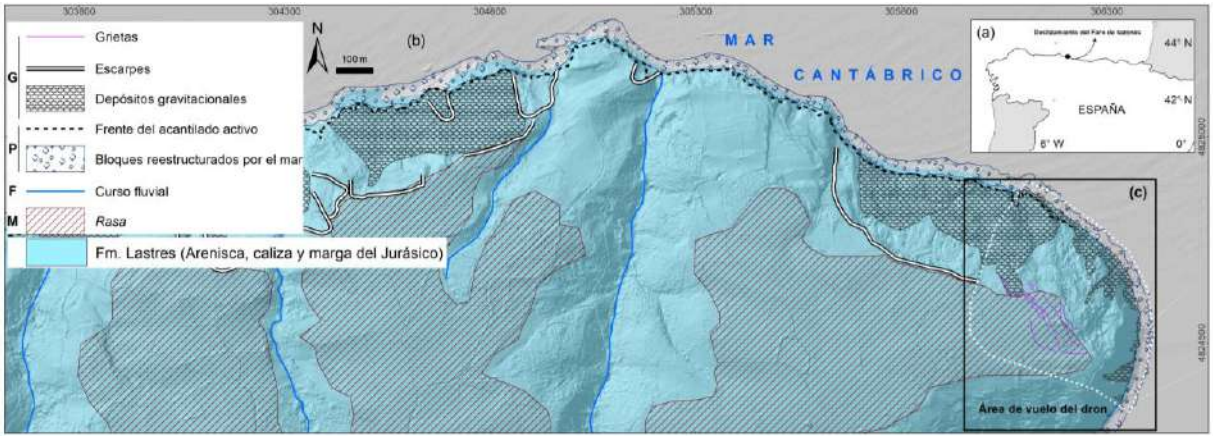


Figura 1. a) Localización del área de estudio en el norte de España; b) Litología y principales elementos geomorfológicos del área de estudio; c) Zona de influencia del deslizamiento. Modificado de Domínguez-Cuesta *et al.* (2022b).
Figure 1. a) Location of the study area in northern Spain; b) Lithology and main geomorphological features of the study area; c) Area of influence of the landslide. Modified from Domínguez-Cuesta et al. (2022b). .

2. METODOLOGÍA

La metodología aplicada en este trabajo se fundamenta en un enfoque multidisciplinar e integra las siguientes acciones principales: (i) evaluación de la deformación del terreno (ii) monitorización *in situ*; y (iii) instalación de *Passive Corner Reflectors* y aplicación de técnicas A-DInSAR.

Evaluación de la deformación del terreno

Para la evaluación de la deformación del terreno, se llevaron a cabo levantamientos fotogramétricos de alta resolución realizados a partir de cuatro vuelos llevados a cabo entre 2020 y 2025, utilizando un dron modelo CÁRABO S3 (ICOM3D). Estos vuelos son adicionales a otros dos realizados en 2018 y 2019 (Domínguez-Cuesta *et al*., 2022b). Para garantizar una correcta georreferenciación de los modelos generados, se dispusieron 10 puntos de control terrestre (GCP) previamente distribuidos por la zona de estudio. Como resultado, se obtuvieron ortoimágenes de alta resolución con un tamaño de píxel (GSD) de 2,5 cm, modelos digitales de superficie (DSM), y nubes de puntos tridimensionales texturizadas con una densidad media de 25 puntos por metro cuadrado. El análisis de las deformaciones del terreno se realizó a partir de la comparación entre los distintos productos geomáticos generados en los diferentes años de campaña. Para ello, se empleó el algoritmo *Multiscale Model to Model Cloud Comparison* (M3C2), implementado en el software CloudCompare (v. 2.12). Esta herramienta permitió cuantificar las variaciones

espaciales en 3D entre las distintas nubes de puntos, tanto entre fechas consecutivas como entre las más distantes.

Monitorización *in situ*

Los desplazamientos del terreno fueron registrados mediante mediciones topográficas *in situ*, utilizando una estación total modelo Leica TC-407, a través de una red compuesta por 44 puntos de control (principalmente hitos tipo feno). Esta red abarcó una superficie aproximada de 12.000 m². Los puntos fueron distribuidos estratégicamente tras una inspección de campo, tomando como referencia la localización y evolución de las grietas detectadas en el terreno. La instalación progresiva de estos puntos de control se llevó a cabo entre 2018 y 2021, en función del grado de actividad, la aparición de nuevas fracturas y la pérdida ocasional de algunos marcadores (Domínguez-Cuesta *et al.*, 2022a).

Entre junio de 2018 y abril de 2025 se desarrollaron 59 campañas de seguimiento, con una frecuencia variable de entre 30 y 90 días, determinada principalmente por las condiciones meteorológicas. Los datos obtenidos fueron analizados para estimar desplazamientos en las componentes vertical, horizontal y tridimensional, así como la dirección del movimiento respecto al norte y su inclinación con respecto a la horizontal.

Instalación de *Passive Corner Reflectors* y aplicación de técnicas A-DInSAR

Con el fin de mejorar la obtención y calidad de los datos InSAR obtenidos en trabajos previos (Domínguez-Cuesta *et al.*, 2022b; Cuervas-Mons, 2023), se instalaron un total de 24 puntos de medición denominados *Passive Corners Reflectors* (PCRs). Estos PCRs sirven como puntos de medida que amplifican y mejoran la calidad de la señal SAR proveniente del satélite. Su distribución en el terreno se hizo en base a un reconocimiento *in situ* de la zona de estudio y en coordinación espacial con los hitos feno previamente instalados. Se realizó en 2 fases de instalación: (i) en junio de 2022 se instalaron 15 PCRs; (ii) en julio de 2024 se instalaron 9 PCRs adicionales.

Para la detección remota de movimientos del terreno se emplearon técnicas avanzadas de interferometría diferencial con radar de apertura sintética (A-DInSAR). El análisis se basó en un conjunto de 82 escenas SAR en modo IW-SLC adquiridas por el satélite Sentinel-1A, operando en banda C y en órbita ascendente, cubriendo el periodo comprendido entre inicios de 2022 y mediados de 2025. Se llevaron a cabo dos estrategias de procesamiento A-DInSAR: (i) el uso del software PSIG (*Persistent Scatterer Interferometry of Geomatics Division*), desarrollado por el Centro Tecnológico de Telecomunicaciones de Cataluña (CTTC), que implementa el enfoque de dispersores persistentes (Biescas *et al.*, 2007; Devánthery *et al.*, 2014); y (ii) una línea de procesamiento independiente, basada en herramientas de código abierto, mediante el uso del software SNAP TOOLBOX de la Agencia Espacial Europea (ESA).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La aplicación combinada de los métodos y tecnologías expuestos ha permitido elaborar un modelo sobre la naturaleza y el comportamiento del deslizamiento del Faro de Tazones.

Los levantamientos fotogramétricos mediante vuelos de dron han facilitado la sectorización del deslizamiento en diferentes áreas de actividad, pudiendo discriminar deformaciones del terreno importantes en algunas de ellas (sobre todo al borde del acantilado). En el lapso entre 2018 y 2024, se registraron desplazamientos máximos de hasta 18 metros, identificando con precisión la zona previamente conocida como la más activa, en la cabecera de la ladera, donde se concentran la mayoría de las grietas y asentamientos progresivos, con magnitudes que oscilan entre centímetros y metros.

La monitorización topográfica mediante estación total ha demostrado ser un método muy eficaz para registrar los desplazamientos del terreno, tanto espacial como temporalmente, habiendo permitido registrar desplazamientos acumulados de hasta 15 m en algunos puntos. La concordancia entre la zona de mayor actividad detectada en los vuelos fotogramétricos y los marcadores con mayores desplazamientos acumulados, evidencia una muy buena correlación entre ambas técnicas. Además, los PCRs, al estar firmemente anclados en el terreno, actúan simultáneamente como puntos de control topográfico, incrementando la densidad de la red de medición y permitiendo una validación directa de las técnicas avanzadas de teledetección.

A través de las técnicas A-DInSAR se han generado dos mapas de velocidad media de deformación en la línea de visión (LOS), en

mm/año): (i) el primero, correspondiente al periodo comprendido entre julio de 2022 y la actualidad, abarca los 15 PCRs instalados en la primera fase; (ii) el segundo, desde julio de 2024 hasta la actualidad, incluye el total de 24 PCRs. Ambos productos van acompañados de sus respectivas series temporales de deformación (en mm). Nuevamente, los PCRs que presentan los mayores desplazamientos acumulados en la LOS (hasta 75 cm) coinciden con las zonas previamente sectorizadas como más activas y con los puntos topográficos adyacentes con mayores registros de movimiento, reforzando así la coherencia entre métodos. Las mediciones realizadas sobre los PCRs, tanto con estación total como con técnicas remotas, presentan una alta correlación, tanto en términos de magnitud como de tendencia temporal del desplazamiento.

4. CONCLUSIONES

El estudio realizado en la ladera del Faro de Tazones demuestra la eficacia de un enfoque multidisciplinar para caracterizar movimientos de ladera en entornos costeros complejos. La combinación de fotogrametría aérea, seguimiento topográfico y técnicas avanzadas A-DInSAR ha permitido una evaluación detallada de la evolución espacio-temporal del deslizamiento entre 2020 y 2025, proporcionando datos altamente coherentes y complementarios.

Los vuelos de dron permitieron delimitar con precisión las zonas más activas del deslizamiento, mientras que el seguimiento con estación total, con hitos tipo feno, ofreció una alta resolución temporal y confirmó los patrones observados por otras técnicas. La instalación estratégica de 24 PCRs, además de mejorar la calidad de las señales radar, ha servido como nexo entre la medición topográfica y la interferometría radar, reforzando la fiabilidad de los resultados.

Las mediciones InSAR, especialmente tras la integración de los PCRs, evidenciaron desplazamientos acumulados, en línea con los registros topográficos, lo que valida la utilidad de estas técnicas para el estudio de inestabilidades en zonas de difícil acceso.

En conjunto, el trabajo contribuye significativamente al conocimiento de la dinámica de los acantilados jurásicos del Cantábrico, y pone de manifiesto el potencial de la teledetección avanzada como herramienta de monitorización geológica.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por los proyectos: GEOCANTABRICA (IDE/2024/000753 – SEK-25-GRU-GIC-24-072, SEKUENS/Principado de Asturias, UE), RETROCLIFF (PID2021-122472NB-100, MCIN/ AEI/ FEDER, UE), COSINES (CGL2017-83909-R, MINECO/AEI/FEDER, UE) y GEOCANTABRICAE (SV-PA-21-AYUD/2021/51766, FICYT, Principado de Asturias, UE, ERDF). Los autores agradecen a Nerea Rodríguez Méndez su colaboración en los trabajos de campo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barra, A., Solari, L., Béjar-Pizarro, M., Monserrat, O., Bianchini, S., Herrera, G., Crosetto, M., Sarro, R., González-Alonso, E., Mateos, R. M., Ligüerzana, S., López, C. y Moretti, S. (2017). A methodology to detect and update active deformation areas based on sentinel-1 SAR images. *Remote Sensing*, 9, 19 P.

Biescas, E., Crosetto, M., Agudo, M., Monserrat, O. y Crippa, B. (2007). *Two radar interferometric approaches to monitor slow and fast land deformation.* Journal of Surveying Engineering, 133(2), 66–71. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9453(2007)133:2(66)

Crespo, S., Sierra, M., Fernández, S. y Herrera, D. (2008). *Plan Especial de Protección y Rehabilitación de Tazones-Villaviciosa; Ayuntamiento de Villaviciosa:* Villaviciosa, España.

Cuervas-Mons González de Sela, J. (2023). *Detección, modelización y monitorización de movimientos del terreno mediante técnicas A-DInSAR* [Tesis doctoral, Universidad de Oviedo]. Universidad de Oviedo.

Devanthéry, N., Crosetto, M., Monserrat, O., Cuevas-González, M., y Crippa, B. (2014). An approach to persistent scatterer interferometry. *Remote Sensing*, *6*(7), 6662–6679. https://doi.org/10.3390/rs6076662

Domínguez-Cuesta, M.J., González-Pumariega, P., Valenzuela, P., López-Fernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Ballesteros, D., Mora, M., Meléndez., M., Marigil, M.A., Pando, L., Cuervas-Mons, J. y Jiménez Sánchez, M. (2022a). Understanding the retreat of the Jurassic Cantabrian coast (N. Spain): Comprehensive monitoring and 4D evolution model of the Tazones Lighthouse landslide. *Marine Geology* 449, 106836.

Domínguez-Cuesta, M.J., Rodríguez-Rodríguez, L., López-Fernández, C., Pando, L., Cuervas-Mons, J., Olona, J., González-Pumariega, P., Serrano, J., Valenzuela, P. y Jiménez Sánchez, M. (2022b). Using Remote Sensing Methods to Study Active Geomorphologic Processes on Cantabrian Coastal Cliffs**.** *Remote Sensing*, 14(20), 5139.

García-Ramos, J.C. y Aramburu, C., 2010. *Las sucesiones litorales y marinas del Jurásico Superior. Acantilados de Tereñes (Ribadesella) y de la playa de La Griega (Colunga), Guía de campo (excursión B).* V Congreso del Jurásico de España, Colunga.

Mushkin, A., Katz, O. y Porat, N. (2019). Overestimation of short-term coastal cliff retreat rates in the eastern Mediterranean resolved with a sediment budget approach. *Earth Surf. Process. Landf.* 44, 179–190. https://doi.org/10.1002/esp.4490.

López, M.T. (2012). *Mapa de rocas y minerales industriales de Asturias.* Escala 1: 200.000.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 307-310. ISBN: 978-84-10345-81-2

ACHIEVEMENTS AND LIMITATIONS IN THE STUDY OF GROUND DEFORMATIONS USING A-DInSAR TECHNIQUES IN ASTURIAS (N SPAIN)

Logros y limitaciones en el estudio de deformaciones del terreno mediante técnicas A-DInSAR en Asturias (N de España)

José Cuervas-Mons[1], María José Domínguez-Cuesta[1], Félix Mateos-Redondo[2], Anna Barra[3], Oriol Monserrat[3], Jerymy Carrillo[1] y Montserrat Jiménez-Sánchez[1]

1. Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. jcuervas@geol.uniovi.es
2. GEA Asesoría Geológica COOP. ASTUR, c/ Peña Beza, Nave 16, 33192 Llanera.
3. Geomatics Research Unit, Centre Tecnològic de Telecomunicacions de Catalunya (CTTC-CERCA), Av. Carl Friedrich Gauss 7, 08860 Castelldefels.

Abstract: The Region of Asturias is severely affected by ground deformation, causing considerable damage to properties and infrastructures. In this work, the A-DInSAR techniques have been applied in the central region of Asturias with the main aim to improve the knowledge of landslides and subsidence. This study presents the main achievements and limitations related to detection, modelling and monitoring of terrain movements in Asturias.

Palabras clave: A-DInSAR, Asturias, deformaciones, costa, minería.
Keywords: A-DInSAR, Asturias, deformations, coast, mining.

1. INTRODUCTION

Asturias is a region prone to landslides and subsidence phenomena in Spain. According to Valenzuela *et al.*, (2017), 62 slope instabilities and subsidence events are approximately recorded per year. A report from González Moradas and Lima de Montes (2001) estimated the total direct cost of landslides in Asturias at 66 million euros per year.

Since the beginning of the 21st century, the A-DInSAR techniques have become powerful tools in the detection, modelling, and monitoring of ground movements (Ferreti *et al.*, 2001; Berardino *et al.*, 2002).

In this work, some recent studies about A-DInSAR techniques applied in Asturias are presented. The main aim is to demonstrate whether these remote sensing techniques are useful for improving the understanding of ground movements in Asturias.

2. METHODS

For A-DInSAR processing PSIG chain (Persistent Scatterer Interferometry of the Geomatics Division) has been used (Cuervas-Mons, 2023). PSIG is a robust software developed by CTTC (Biescas *et al.*, 2007; Devanthéry *et al.*, 2014). Available SAR data consisted of 113 IW-SLC SAR images acquired by the Sentinel-1A/B satellite in C-Band (5.4 cm wavelength) during descending orbits between January 2018 to February 2020 (Figure 1).

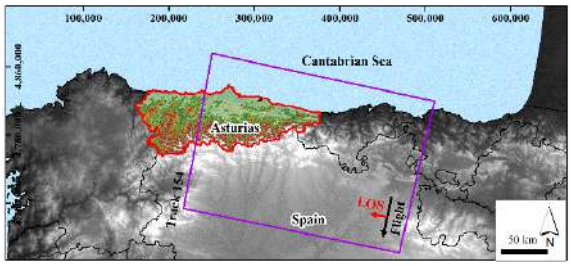


Figure 1. Geographical location of Asturias (N Spain) and track 154 in descending trajectory processed by means of PSIG chain. Taken and modified from Cuervas-Mons (2023).

Figura 1. Localización geográfica de Asturias (N de España) y el track 154 en trayectoria descendente procesado por medio de la cadena PSIG Tomado y modificado de Cuervas-Mons (2023).

The general procedure of A-DInSAR processing consisted of: (1) co-registration of SAR images and generation of wrapped interferograms; (2) estimation of residual topographic errors and line-of-sight (LOS) linear velocity over a network of PS, according to amplitude threshold criterion; (3) interferogram phase unwrapping and assessment of deformation time series; (4)

estimation and filtering of the atmospheric component using a low pass spatial (LPS) filter in PSIG; (5) geocoding and implementation of LOS mean deformation velocity map (mm year^{-1}) and deformation time series (mm) in a Geographical Information System (GIS). With respect to the processing conducted in this research, the A-DInSAR dataset consisted of large regional processing of the whole of Central Asturias. The reference point for this regional processing was located in the city of Oviedo (Cuervas-Mons, 2023).

3. RESULTS AND DISCUSSION

The output was a txt file with the following data of each point: ID, X, Y and Z coordinates, LOS mean velocity (mm year^{-1}) and deformation time series (mm). This txt file was exported to a GIS. The final output consisted of a LOS mean deformation velocity map (mm year^{-1}), with 410,874 PS detected in an area of approximately 2,972.6 km^2. The LOS mean deformation velocity ranges from −18.4 to 37.4 mm year^{-1} (Figure 2).

In order to compare the ground movement rates, active PS were considered as those above ± 2.5 mm year^{-1}. This threshold was selected according to the standard deviation of PSIG results (2σ = ± 2.5) (Figure 2).

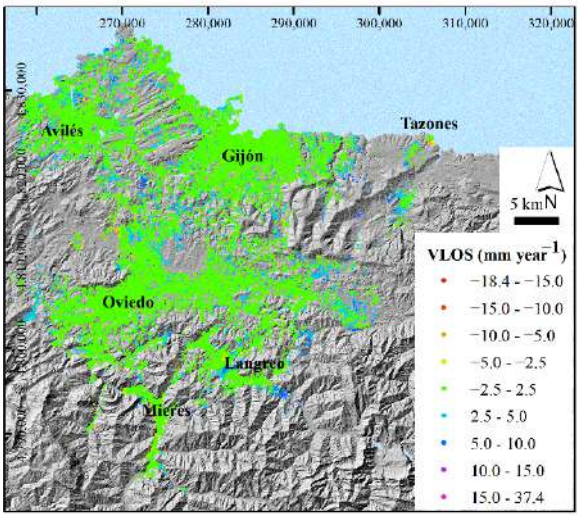


Figure 2. Regional processing in Central Asturias. Taken and modified from Cuervas-Mons (2023).

Figura 2. Procesado regional para la zona central de Asturias. Tomado y modificado de Cuervas-Mons (2023).

The observed LOS velocities made it possible to identify several deformation areas of interest. These include: (1) central coast, and (2) the mining area of La Felguera-Langreo (Figure 2). These areas are described in detail below.

Central coast

In the central coast, deformation motion has been estimated from PSIG VLOS rates to range between –17.1 and 37.4 mm year^{-1} (Figure 2). The detected deformation could be related to coastal instabilities, shoreline retreat and infrastructures affections (Cuervas-Mons *et al.*, 2021) (Figure 2). Figure 3 shows deformations detected in the breakwater wall of El Musel port (Gijón city, Figure 2), with VLOS rates ranging from –8.6 to 6.3 mm year^{-1}. This case represents an example of deformation affecting coastal infrastructure. The maximum recorded displacement was –35.6 mm (Cuervas-Mons *et al.*, 2021) (Figure 3B).

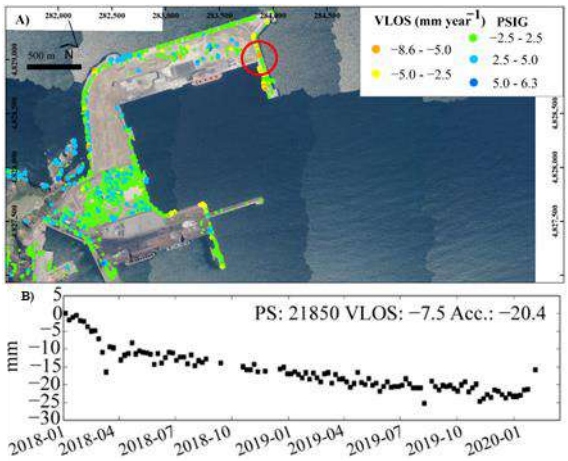


Figure 3. A) Deformations detected at the Musel port, located in Gijón city. Red circle shows location of time serie observed. B) Time serie from 2018 to 2020. Taken and modified from Cuervas-Mons *et al.* (2021). Red circle is the location of time serie observed.

Figura 3. A) Deformaciones detectadas en el puerto del Musel, en la ciudad de Gijón. El círculo rojo muestra la localización de la serie temporal observada. B) Serie temporal desde 2018 a 2020. Tomado y modificado de Cuervas-Mons et al., (2021)

However, there were also some locations on central coast where A-DInSAR techniques failed. For example, a special case is the Tazones Lighthouse Landslide (Figure 2), where the movement measured by means of conventional topographic techniques (Domínguez-Cuesta *et al.*, 2022a; 2022b) could not be detected by A-DInSAR methods (14.93 m between November 2019 and February 2020). The main reasons were the sparsely urbanized area, abundant vegetation and a lack of reflectors (Domínguez-Cuesta *et al.*, 2022b).

Nowadays, the areas of the Peñas Cape and the Tazones Lighthouse Landslide continue to be investigated, in an attempt to improve the interpretations and knowledge of coastal landslides.

La Felguera-Langreo

In the mining area of La Felguera-Langreo (Figure 2), 12,946 MP were identified showing an average of 1,559.8 MP km^{-2}. LOS mean deformation velocities ranged from –18.4 to 9.5 mm year^{-1} (Figure 4). Negative deformations (< –3.0 mm year^{-1}) were detected north of La Felguera town, while positive deformations (> 3.0 mm year^{-1}) were observed over the Fondón pit area and north of the Candín I pit (Figure 5). The negative deformations could be related to subsidence phenomena (VLOS of –18.4 mm year^{-1}) (Figure 4 and 5A) and slope instabilities (VLOS of 7.4 mm year^{-1}) (Cuervas-Mons, 2023).

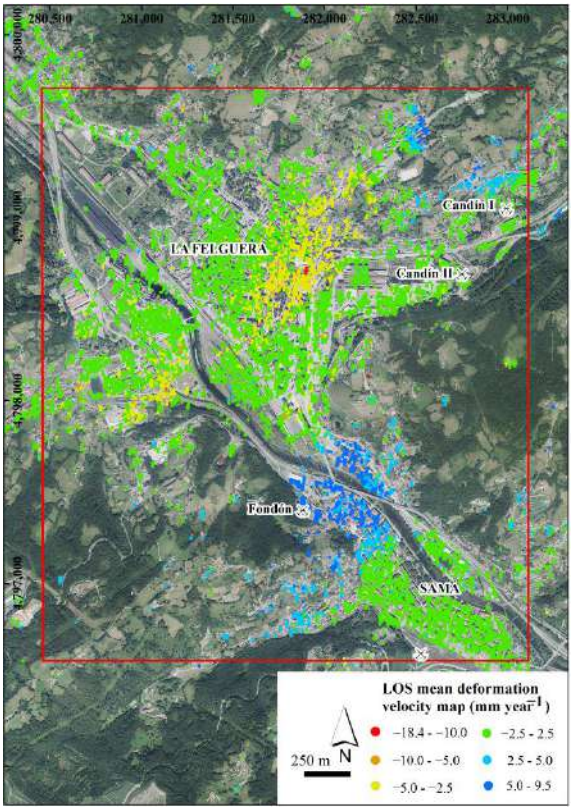


Figure 4. Deformations detected in La Felguera-Langreo area related to underground coal mining activity. Time series observed in La Felguera and Fondón Pit are shown in Figure 5. Taken and modified from Cuervas-Mons (2023).
Figura 4. Deformaciones detectadas en el área de La Felguera-Langreo relacionadas con la actividad de minería subterránea de carbón. Las series temporales observadas en La Felguera y en el pozo Fondón son mostradas en la Figura 5. Tomado y modificado de Cuervas-Mons (2023).

On the other hand, the observed uplift could be explained by the following hypothesis: the mining system in the La Felguera area (Fondón-Candín I-II pits) might have been functioning as an artificial aquifer, which would be currently recovering due to the rising groundwater level (Cuervas-Mons, 2023) (Figure 5B). Nevertheless, this hypothesis has not yet been confirmed because the piezometers and pumping data are not accessible due to high confidentiality.

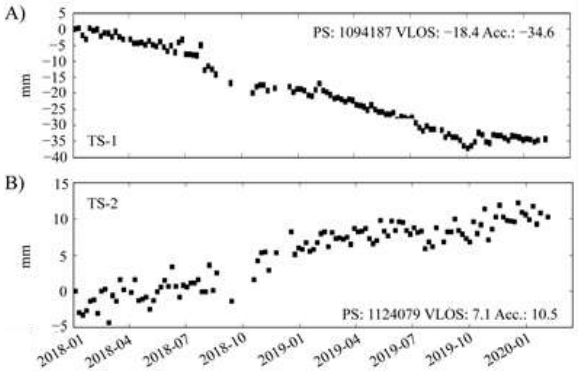


Figure 5. A) Subsidence time serie observed in La Felguera. B) Uplift time serie observed in the Fondón pit. Taken and modified from Cuervas-Mons (2023).
Figura 5. A) Serie temporal de subsidencia observada en La Felguera. B) Serie temporal de "elevación" observada en el pozo Fondón. Tomado y modificado de Cuervas-Mons (2023).

4. CONCLUSIONS

The work carried out in Asturias has focused on the detection and modelling of slope movements and subsidence using A-DInSAR techniques. These movements have been associated with coastal landslides, coastal infrastructure and underground mining activity. The high complexity of applying these techniques in some areas, such as the Faro de Tazones landslide or the mining area of La Felguera-Langreo, has also been confirmed. The areas presented in this work are currently under ongoing research.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by the RETROCLIFF project [Ref. PID2021-122472NB-100], GEOCANTABRICAE project [SV-PA-21-AYUD/2021/51766], COSINES project [Ref. CGL2017-83909-R]; by the SEDTRIGE project [Ref. FUO-128-19]; by the SLIDEA&PCR project [Ref. FUO-21-069] and by the Research Support and Promotion Programme 2021 of the University of Oviedo [Ref. PAPI-21-PF-22]. Authors thank Dr. Pablo Valenzuela for his comments and suggestions throughout the preparation of this manuscript.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCES

Biescas, E., Crosetto, M., Agudo, M., Monserrat, O. and Crippa, B. (2007). Two Radar Interferometric Approaches to Monitor Slow and Fast Land Deformation. *Journal of Surveying Engineering*, 133, 66-71.

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., and Sansosti, E. (2002). A New Algorithm for Surface Deformation Monitoring Based on Small Baseline Differential SAR Interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40, 2375-2383.

Cuervas-Mons J. (2023). *Detection, modeling and monitoring of terrain movements by means of A-DInSAR techniques*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 243 pp.

Cuervas-Mons, J., Domínguez-Cuesta, M.J., Redondo, F., Barra, A., Monserrat, O., Valenzuela, P. and Jiménez-Sánchez, M. (2021). Sentinel-1 Data Processing for Detecting and Monitoring of Ground Instabilities in the Rocky Coast of Central Asturias (N Spain). *Remote Sensing*, 13, 3076.

Devanthéry, N., Crosetto, M., Monserrat, O., Cuevas-González, M., Crippa, B. (2014). An approach to Persistent Scatterer Interferometry. *Remote Sensing*, 6, 6662-6679.

Domínguez-Cuesta, M.J., González-Pumariega, P., Valenzuela, P., López-Fernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Ballesteros, D., Mora, M., Meléndez, M., Herrera, F., Marigil, M.A., Pando, L., Cuervas-Mons, J. and Jiménez-Sánchez, M. (2022a). Understanding the retreat of the Jurassic Cntabrian coast (N. Spain): Comprehensive monitoring and 4D evolution model of the Tazones Lighthouse landslide. *Marine Geology*, 449, 106836.

Domínguez-Cuesta, M.J., Rodríguez-Rodríguez, L., López-Fernández, C., Pando, L., Cuervas-Mons, J., Olona, J., González-Pumariega, P., Serrano, J., Valenzuela, P. and Jiménez-Sánchez, M. (2022b). Using Remote Sensing Methods to Study Active Geomorphologic Processes on Cantabrian Coastal. *Remote Sensing*, 14, 5139.

Ferretti, A., Prati, C. and Rocca, F. (2001). Permanent Scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39, 8-20.

González Moradas, M.R. and Lima de Montes, Y. (2001). Cartografía del riesgo a los deslizamientos en la zona central del Principado de Asturias. *Mapping*, 73, 6-15.

Valenzuela, P., Domínguez-Cuesta, M.J., Mora García, M.A. and Jiménez-Sánchez, M. (2017). A spatio-temporal landslide inventory for the NW of Spain: BAPA database. *Geomorphology*, 293, 11-23.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 311-314. ISBN: 978-84-10345-81-2

EL RETROCESO DE LA COSTA ACANTILADA ASTURIANA: SIETE AÑOS DE SEGUIMIENTO

The Retreat of the Asturian rocky coast: Seven years of monitoring

María José Domínguez-Cuesta[1], Pelayo González-Pumariega[2], Laura Rodríguez-Rodríguez[1], José Cuervas-Mons[1], Jerymy Carrillo[1], Pablo Valenzuela[3], Daniel Ballesteros[4], Carlos López-Fernández[1], Luis Pando[1], Mónica Meléndez-Asensio[5] y Montserrat Jiménez-Sánchez[1]

1. Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. dominguezmaria@uniovi.es
2. Dpto. de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo, C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós s/n, 33600 Mieres.
3. Grupo de Investigación Geología ambiental, Cuaternario y Geodiversidad (Q-GEO), Universidad de León. Campus de Vegazana s/n, 24007 León.
4. Dpto. Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, Avda. de los Castros 48, 39005 Santander.
5. Instituto Geológico y Minero de España, C/ Matemático Pedrayes 25, 33005 Oviedo.

Abstract: The RETROCLIFF and COSINES projects, led by the Department of Geology at the University of Oviedo, have established a systematic monitoring program to track the evolution of the Asturian rocky coast, using high-resolution spatial and temporal techniques. This study presents the results of cliff evolution and retreat obtained across three representative sectors of the Asturian rocky coastline, covering the period between 2018 and 2025. A total of 80 points have been continuously monitored, showing variable displacements, with maximum movements reaching up to 15 m. The highest recorded retreat rates are 1.6 m/year (Luarca), 2.2 m/year (Cabo Peñas) and 1.8 m/year (Tazones).

Palabras clave: acantilado, retroceso, monitorización, costa cantábrica, Asturias.
Keywords: Cliff, retreat, monitoring, Cantabrian coast, Asturias.

1. INTRODUCCIÓN

Las costas acantiladas representan un entorno dinámico y vulnerable frente a los efectos del cambio climático y la acción marina. Un buen ejemplo lo constituye el tramo asturiano de la costa cantábrica del norte de España. A pesar de su relevancia paisajística, ecológica y socioeconómica, el conocimiento detallado sobre la evolución de esta costa acantilada era, hasta hace poco, muy limitado (Domínguez-Cuesta *et al*., 2019). En ese contexto, los proyectos RETROCLIFF y COSINES, liderados desde el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, han permitido establecer un seguimiento sistemático de la evolución de la costa acantilada asturiana mediante técnicas de alta resolución espacial y temporal (Domínguez-Cuesta *et al*., 2020; 2022a; 2022b; Cuervas-Mons *et al*., 2021; López-Fernández *et al*., 2022).

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos en tres tramos representativos del litoral acantilado asturiano, analizando su evolución geomorfológica durante el periodo de 7 años comprendido entre junio de 2018 y junio de 2025, discutiendo su relación con los factores litológicos y estructurales característicos de cada tramo.

Zona de estudio

Se seleccionaron tres sectores representativos de la variabilidad litológica de la costa asturiana que, de oeste a este, son (Figura 1): Luarca, cabo Peñas y Tazones. Además, en cada sector se eligió un acantilado "piloto" de unos 300 m de longitud para analizar el retroceso mediante monitorización detallada.

El área de estudio más occidental comprende un tramo costero de 10,4 km situado en el entorno de Luarca, entre punta la Encoronada y cabo Busto, donde afloran cuarcitas y pizarras de edad ordovícica. La máxima altitud, 70 m, se localiza en punta Mosqueiro. El análisis detallado se centró en el acantilado Luarca Este, ubicado en las inmediaciones de la localidad.

El sector central incluye 36,9 km de costa en el entorno del cabo Peñas, entre Los Marineros y la ensenada de Candás, con litologías mixtas paleozoicas y mesozoicas incluyendo calizas, areniscas, dolomías, margas, lutitas, cuarcitas, pizarras y vulcanitas. La cota máxima, de 90 m s.n.m., se localiza en el propio cabo. El acantilado elegido para el análisis detallado es la punta de Podes, área del extremo occidental especialmente vulnerable al retroceso costero por contener restos arqueológicos correspondientes a un castro marítimo (Camino Mayor, 1995; Jiménez-Sánchez *et al*., 2019).

El sector oriental comprende 13,5 km de costa entre playa España y el puerto de Tazones, con afloramientos de calizas, areniscas, margas y lutitas mesozoicas. El acantilado analizado en detalle, en las inmediaciones del faro de Tazones, es donde se alcanza la máxima altitud del sector (100 m s.n.m.).

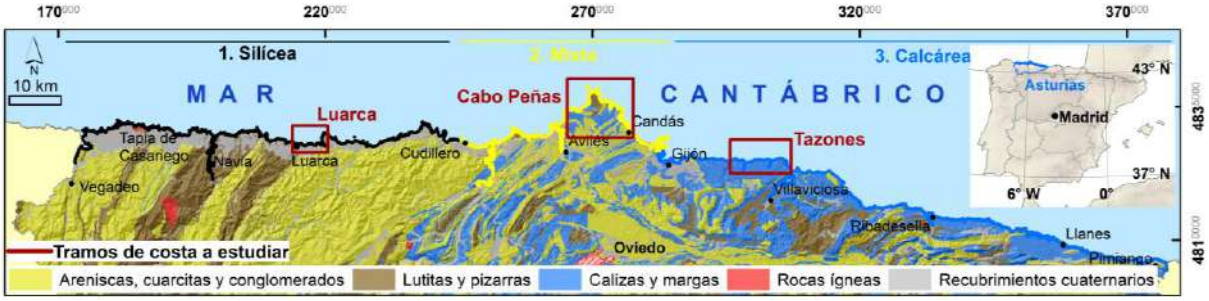


Figura 1. Situación de los tres tramos de estudio de la costa acantilada asturiana sobre el mapa litológico (modificado de Merino Tomé *et al.*, 2013). El modelo digital del terreno procede del Instituto Geográfico Nacional.

Figure 1. Location of the three study sections of the Asturian rocky coast on the lithological map (adapted from Merino Tomé et al., *2013). The digital terrain model comes from the Instituto Geográfico Nacional.*

2. METODOLOGÍA

La metodología seguida en los proyectos COSINES y RETROCLIFF se basa en un enfoque multidisciplinar que incluye las siguientes tareas principales: (i) levantamientos fotogramétricos anuales mediante dron; (ii) fotointerpretación y cartografía geomorfológica general; (iii) caracterización geomecánica del sustrato rocoso de la ladera; (iv) seguimiento topográfico *in situ* de puntos de control en el intervalo de tiempo 2018-2025; (v) análisis de datos de precipitación, contenido de humedad del suelo y oleaje; (vi) reconocimiento de pozos y puntos de agua; (vii) análisis de las deformaciones del paisaje a partir de levantamientos fotogramétricos; (viii) uso de datos de satélite Sentinel-1 y aplicación de técnicas A-DInSAR; (ix) adquisición de datos de tomografía de resistividad eléctrica; y (x) cartografía de detalle e interpretación geológica. Toda la información digital se ha gestionado mediante un Sistema de Información Geográfica, SIG (*software* ArcGIS v10.3 y QGIS v3.16) que ha permitido almacenar, analizar y presentar el conjunto de datos.

En este trabajo, los resultados de la monitorización *in situ* en el acantilado estudiado en detalle han sido contrastados con los obtenidos a través de la comparación de series de fotogramas aéreos, con rangos temporales variables según el sector (2006-2021).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A continuación, se exponen y discuten los resultados obtenidos para cada sector, mencionando primero el acantilado monitorizado *in situ* y luego todo el tramo.

Sector Luarca

En el acantilado de Luarca Este (Figura 2) se han llevado a cabo 16 campañas de monitorización *in situ* de 16 puntos de control (hitos feno instalados en suelo y clavos en roca) mediante estación total, con mediciones semestrales desde junio de 2018. En todos los casos, el movimiento total acumulado está por debajo de los 10 cm, por lo que se puede considerar que todos los puntos son estables. Los movimientos predominantes corresponden a desprendimientos y vuelcos de grandes bloques a favor de la estratificación (S0: 297/52) y dos familias de diaclasas (J1: 022/84 y J2: 118/81), principales discontinuidades presentes en las cuarcitas. Estos grandes bloques de cuarcita se acumulan al pie del acantilado, generando un efecto de escollera natural que protege temporalmente dicho acantilado frente a la acción del oleaje (López-Fernández *et al*., 2022).

Estos datos contrastan con lo observado para el sector completo de Luarca, donde los mayores retrocesos se han registrado en el entorno de la playa de Portizuelo, con una tasa máxima de 1,64 m/año en el lapso 2006-2017.



Figura 2. Vista del acantilado Luarca Este en el sector Luarca. Fotografía tomada el 19/06/2018.
Figure 2. View of the Luarca East cliff in the Luarca sector. Photograph taken on 19/06/2018.



Figura 3. Vista del acantilado de la punta de Podes en el sector del cabo Peñas. Fotografía tomada el 19/01/2021.
Figure 3. View of the Punta de Podes cliff in the Peñas Cape sector. Photograph taken on 19/01/2021.

Sector Cabo Peñas

En el acantilado de la punta de Podes se han identificado diversos tipos de movimientos, incluyendo deslizamientos, desprendimientos, flujos y movimientos complejos (Figura 3). Se han llevado a cabo 16 campañas de monitorización *in situ* de 21 puntos de control (hitos feno instalados en suelo y clavos en roca) mediante estación total, a intervalos de medida de periodicidad semestral desde junio de 2018. En 6 puntos el movimiento total acumulado está por encima de los 10 cm, llegando en un caso a los 69 cm. En los 15 restantes, el movimiento acumulado en 7 años es inferior a 10 cm. Son abundantes en la zona las grietas de longitud métrica y apertura decimétrica. La mayoría de ellas se han mantenido estables desde 2018. Únicamente las situadas en la parte más occidental y septentrional han experimentado un crecimiento drástico, desencadenando finalmente la caída de bloques de caliza de escala decamétrica. El área de cabecera de estos movimientos está relacionada con la intersección entre 2 familias preferentes de discontinuidades, la estratificación (S0: 283/65) y una familia de diaclasas (J1: 363/37).

Para la totalidad del sector Cabo Peñas, en las áreas en las que se ha identificado retroceso, se han medido distancias de hasta 13,4 m en zonas naturales y 24,1 m en zonas con influencia antrópica desde el año 2006, lo que supone unas tasas de retroceso máximas en este sector de entre 1,2 y 2,2 m/año, habiéndose obtenido unos valores medios para ese periodo de 0,6 m/año (Domínguez-Cuesta *et al.*, 2020).

Sector Tazones

En la ladera aledaña al acantilado del faro de Tazones (Figura 4) se han llevado a cabo 59 campañas de monitorización *in situ* de 43 puntos de control (hitos feno instalados en suelo) mediante estación total, con períodos de medida mensuales a trimestrales desde junio de 2018. En 20 puntos el movimiento total acumulado está por encima de los 10 cm, superando en 12 casos los 4 m de desplazamiento total y en un caso los 15 m. En 17 puntos el movimiento acumulado en 7 años es inferior a 10 cm. En los restantes 6 casos, se ha perdido el punto de control debido al propio movimiento de la ladera.

La estratificación que presenta la alternancia de margas, calizas y areniscas meteorizadas (S0: 360/15-17) y la apertura progresiva de grietas de tensión conjugadas, relacionadas con dos familias de diaclasas (J1: 262/85 y J2: 166/75), favorecen la progresión de un movimiento en masa complejo que afecta a la ladera aledaña al acantilado, y no siempre supone el retroceso de este.

En el tramo que abarca el sector de Tazones en su totalidad, los mayores retrocesos se han registrado en el entorno de la punta del Olivo, con una tasa máxima de 1,8 m/año para el período 2011-2021.

4. CONCLUSIONES

La monitorización *in situ* ininterrumpida de 3 acantilados del litoral asturiano ha permitido constatar que, desde junio de 2018, la actividad por procesos de gravedad ha sido desigual,

incluyendo desde desplazamientos superiores a 15 m hasta ausencia total de movimiento. Estos movimientos no siempre se reflejan en un retroceso equivalente del acantilado.



Figura 4. Vista de la ladera situada por encima del acantilado del faro de Tazones (sector de Tazones). Fotografía tomada el 12/12/2019.
Figure 4. View of the slope located above the cliff of the Tazones Lighthouse (Tazones sector). Photograph taken on 12/12/2019.

Para los tres sectores estudiados las tasas máximas de retroceso medidas son 1,6 m/año para Luarca, 2,2 m/año para cabo Peñas y 1,8 m/año para Tazones.

Tanto la fotointerpretación como la monitorización *in situ* ponen de manifiesto que el retroceso no se produce de forma generalizada y continua, sino que se concentra en lugares y fechas concretos, controlado por la litología y estructura del macizo rocoso.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por los proyectos: GEOCANTABRICA (IDE/2024/000753 – SEK-25-GRU-GIC-24-072, SEKUENS/Principado de Asturias, UE), RETROCLIFF (PID2021-122472NB-100, MCIN/AEI/ FEDER, UE), COSINES (CGL2017-83909-R, MINECO/ AEI/FEDER, UE) y GEOCANTABRICAE (SV-PA-21-AYUD/2021/51766, FICYT, Principado de Asturias, UE, ERDF).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Camino Mayor, J. (1995). *Los castros marítimos en Asturias*. RIDEA. 256 pp.

Cuervas-Mons, J., Domínguez-Cuesta, M.J., Mateos Redondo, F., Barra, A., Monserrat, O., Valenzuela, P. y Jiménez-Sánchez, M. (2021). Sentinel-1 Data Processing for Detecting and Monitoring of Ground Instabilities in the Rocky Coast of Central Asturias (N Spain). *Remote Sensing*, 13, 3076.

Domínguez-Cuesta, M.J., Valenzuela, P., Rodríguez-Rodríguez, L., Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Piñuela, L. y García-Ramos, J.C. (2019). Cliff coast of Asturias. En: Morales, J.A. (ed.), *The Spanish coastal systems. Dynamic processes, sediments and management*, Springer, 49-77.

Domínguez-Cuesta, M.J., Ferrer Serrano, A., Rodríguez-Rodríguez, L., López-Fernández, C. y Jiménez-Sánchez, M. (2020). Analysis of the Cantabrian Coast retreat around the Peñas Cape (Asturias, N Spain). *Geogaceta* 68, 63–66.

Domínguez-Cuesta, M.J., González-Pumariega, P., Valenzuela, P., López-Fernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Ballesteros, D., Mora, M., Meléndez, M.; Herrera, F., Marigil, M.A., Pando, L., Cuervas-Mons y J., Jiménez-Sánchez, M. (2022a). Understanding the Retreat of the Jurassic Cantabrian Coast (N. Spain): Comprehensive Monitoring and 4D Evolution Model of the Tazones Lighthouse Landslide. *Marine Geology*, 449.

Domínguez-Cuesta, M.J., Rodríguez-Rodríguez, L., López-Fernández, C., Pando, L., Cuervas-Mons, J., Olona, J., González-Pumariega, P., Serrano, J., Valenzuela, P. y Jiménez-Sánchez, M. (2022b). Using Remote Sensing Methods to Study Active Geomorphologic Processes on Cantabrian Coastal Cliffs. *Remote Sensing*, 14.

Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Ballesteros, D., López-Fernández, C., González-Pumariega, P. y Valenzuela, P. (2019). Implicaciones del retroceso de acantilados en la conservación del patrimonio cultural: el Castro de El Castiellu de Podes (Asturias, norte de España). En: *Libro de resúmenes de la XV Reunión Nacional de Cuaternario*, Bilbao, 79-82.

López-Fernández, C., Domínguez-Cuesta, M.J., González-Pumariega, P., Ballesteros, D., Suárez-Suárez, L. y Jiménez-Sánchez, M. (2022). Instability mechanisms and evolution of a rocky cliff on the Atlantic coast of Spain. *Journal of Coastal Conservation*, 26:60.

Merino Tomé, O., Suárez Rodríguez, A. y Alonso, J.L., (2013). Mapa Geológico Digital continuo de España 1:50.000, Zonas Cantábrica y Asturoccidental Leonesa. GEODE, Zonas 1000 y 1100, https://igme.maps.arcgis.com/apps/mapviewer/index.html?webmap=44df600f56241b59edb596f54388ae4/ (acceso junio 2025).



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 315-318. ISBN: 978-84-10345-81-2

ON THE WAY TO HARMONISATION: COMPARISON OF OFFICIAL GEOMORPHOLOGICAL MAPPING LEGENDS OF SPAIN AND ITALY

Comparación de las leyendas de las cartografías geomorfológicas oficiales de España e Italia

Franceschi L.[1], Bosino A.[1], De Amicis M.[1], Mancebo M.[2], Robador A.[2], Rodríguez García A.[3]

1. Dep. of Earth and Env. Sciences, University of Milan-Bicocca, Piazza della Scienza 1, 20126 Milan, Italy. l.franceschi2@campus.unimib.it
2. Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), C/ La Calera, 1, 28760 Tres Cantos (Madrid), Spain.
3. Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), Unidad Territorial en León, Avda. Real 1, Parque Científico Edificio 1, 24006 León, Spain.

Abstract: La cartografía geomorfológica es una herramienta fundamental para entender y gestionar el territorio. Sin embargo, la variedad de normativas oficiales obstaculiza la utilización compartida e integrada de la información. Este trabajo compara el inventario y clasificación de las formas del relieve y sus sistemas morfogenéticos, utilizados por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y el *Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale* (ISPRA). Dicha comparación es un paso previo en la armonización, ampliación e interoperabilidad de la cartografía geomorfológica en el marco de las directivas INSPIRE.

Palabras clave: Leyenda geomorfológica, clasificación de morfotipos, directiva INSPIRE.
Keywords: Geomorphological legend, landform classification, INSPIRE directive.

1. INTRODUCTION

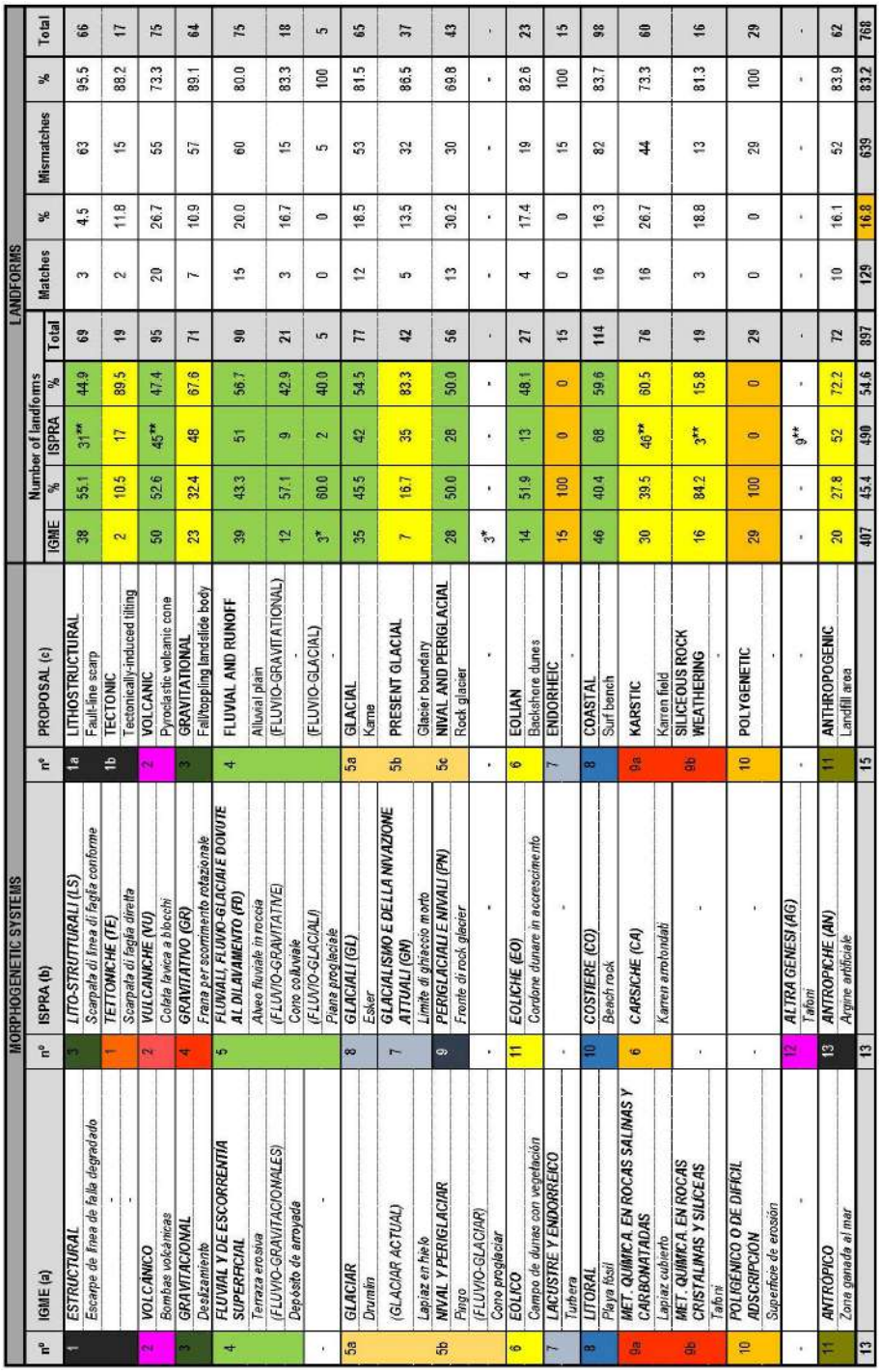
Geomorphological maps are fundamental tools for sustainable land management (e.g., Quesada-Román *et al*., 2023), hazard assessment (e.g., Van Westen *et al*., 2003), environmental planning (e.g., La Licata *et al*., 2023), etc.
They allow us to represent and classify the Earth's surface landforms and their morphogenetic processes, providing a fundamental tool. Geomorphological maps are created by referring to structured legends that categorise landforms based on their main morphogenetic processes. However, there remains a lack of studies on the heterogeneity of European geomorphological mapping systems.
In this context, the objective of this paper is to compare the landforms and their morphogenesis in the official geomorphological mapping of the *Instituto Geológico y Minero de España* (IGME) in Spain and the *Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale* (ISPRA) in Italy. The results of this comparison could also be used to propose harmonisation, enlargement and interoperability of landforms for study and adoption within the framework of the Infrastructure for Spatial Information in Europe (INSPIRE), provided that the current INSPIRE Geomorphology model is deemed insufficient.

2. MATERIALS AND METHODS

The comparative analysis aforementioned is based on two official guidelines: the '*Mapa Geomorfologico de España escala 1:50,000 Guía para su Elaboración*' (Martin-Serrano *et al*., 2004) by IGME and the '*Proposta di un nuovo modello di cartografia geomorfologica a indirizzo applicativa Carta Geomorfologica d'Italia - 1:50,000*' (Campobasso *et al*., 2021) by ISPRA; also named Quaderno 13 (Q13).
Once the materials were selected, a two-level comparative analysis was carried out. The first level examined the morphogenetic systems employed by the two institutions. The second level expanded the comparison to the names of the landforms, reported in the legend of both IGME and ISPRA, as well as their geomorphological meaning. Given the absence of official and explicit glossaries from either institution, the landform comparison relied on the definitions provided by Bosino *et al*. (2023), Ciccacci (2010) and Goudie (2004).

3. COMPARATIVE ANALYSIS

A comparative analysis of the theoretical organisation of landforms reveals discrepancies in the nomenclature of the morphogenetic systems reported in the guidelines. As illustrated



MORPHOGENETIC SYSTEMS							LANDFORMS								
							Number of landforms				Matches		Mismatches		
nº	IGME (a)	nº	ISPRA (b)	nº	PROPOSAL (c)		IGME	%	ISPRA	%	Total			%	Total
1	**ESTRUCTURAL**	3	**LITO-STRUTTURALI (LS)**	1a	**LITHOSTRUCTURAL**		38	55.1	31**	44.9	69	3	4.5	63	95.5	66
	Escarpe de línea de falla degradado		*Scarpata di linea di faglia conforme*		*Fault-line scarp*											
	-	1	**TETTONICHE (TE)**	1b	**TECTONIC**		2	10.5	17	89.5	19	2	11.8	15	88.2	17
	-		*Scarpata di faglia diretta*		*Tectonically-induced tilting*											
2	**VOLCÁNICO**	2	**VULCANICHE (VU)**	2	**VOLCANIC**		50	52.6	45**	47.4	95	20	26.7	55	73.3	75
	Bombas volcánicas		*Colata lavica a blocchi*		*Pyroclastic volcanic cone*											
3	**GRAVITACIONAL**	4	**GRAVITATIVO (GR)**	3	**GRAVITATIONAL**		23	32.4	48	67.6	71	7	10.9	57	89.1	64
	Deslizamiento		*Frana per scorrimento rotazionale*		*Fall/toppling landslide body*											
4	**FLUVIAL Y DE ESCORRENTÍA SUPERFICIAL**	5	**FLUVIALI, FLUVIO-GLACIALI E DOVUTE AL DILAVAMENTO (FD)**	4	**FLUVIAL AND RUNOFF**		39	43.3	51	56.7	90	15	20.0	60	80.0	75
	Terraza erosiva		*Alveo fluviale in roccia*		*Alluvial plain*											
	(FLUVIO-GRAVITACIONALES)		*(FLUVIO-GRAVITATIVE)*		*(FLUVIO-GRAVITATIONAL)*		12	57.1	9	42.9	21	3	16.7	15	83.3	18
	Depósito de arroyada		*Cono colluviale*													
-	-		*(FLUVIO-GLACIAL)*		*(FLUVIO-GLACIAL)*		3*	60.0	2	40.0	5	0	0	5	100	5
			Piana proglaciale		-											
5a	**GLACIAR**	8	**GLACIALI (GL)**	5a	**GLACIAL**		35	45.5	42	54.5	77	12	18.5	53	81.5	65
	Drumlin		*Esker*		*Kame*											
	(GLACIAR ACTUAL)	7	**GLACIALISMO E DELLA NIVAZIONE ATTUALI (GN)**	5b	**PRESENT GLACIAL**		7	16.7	35	83.3	42	5	13.5	32	86.5	37
	Lapiaz en hielo		*Limite di ghiaccio morto*		*Glacier boundary*											
5b	**NIVAL Y PERIGLACIAR**	9	**PERIGLACIALI E NIVALI (PN)**	5c	**NIVAL AND PERIGLACIAL**		28	50.0	28	50.0	56	13	30.2	30	69.8	43
	Pingo		*Fronte di rock glacier*		*Rock glacier*											
	(FLUVIO-GLACIAR)	-	-	-	-		3*	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Cono proglaciar															
6	**EÓLICO**	11	**EOLICHE (EO)**	6	**EOLIAN**		14	51.9	13	48.1	27	4	17.4	19	82.6	23
	Campo de dunas con vegetación		*Cordone dunare in accrescimento*		*Backshore dunes*											
7	**LACUSTRE Y ENDORREICO**	-	-	7	**ENDORHEIC**		15	100	0	0	15	0	0	15	100	15
	Turbera				-											
8	**LITORAL**	10	**COSTIERE (CO)**	8	**COASTAL**		46	40.4	68	59.6	114	16	16.3	82	83.7	98
	Playa fósil		*Beach rock*		*Surf bench*											
9a	**MET. QUÍMICA. EN ROCAS SALINAS Y CARBONATADAS**	6	**CARSICHE (CA)**	9a	**KARSTIC**		30	39.5	46**	60.5	76	16	26.7	44	73.3	60
	Lapiaz cubierto		*Karren ambotondati*		*Karren field*											
9b	**MET. QUÍMICA. EN ROCAS CRISTALINAS Y SÍLICEAS**	-	-	9b	**SILICEOUS ROCK WEATHERING**		16	84.2	3**	15.8	19	3	18.8	13	81.3	16
	Tafoni				-											
10	**POLIGÉNICO O DE DIFÍCIL ADSCRIPCIÓN**	-	-	10	**POLYGENETIC**		29	100	0	0	29	0	0	29	100	29
	Superficie de erosión				-											
-	-	12	**ALTRA GENESI (AG)**	-	-		-	-	9**	-	-	-	-	-	-	-
			Tafoni													
11	**ANTRÓPICO**	13	**ANTROPICHE (AN)**	11	**ANTHROPOGENIC**		20	27.8	52	72.2	72	10	16.1	52	83.9	62
	Zona ganada al mar		*Argine artificiale*		*Landfill area*											
13		13		15			407	45.4	490	54.6	897	129	16.8	639	83.2	768

Table 1. Comparison of morphogenetic systems and associated landforms based on IGME and ISPRA guidelines. The table is divided into two sections. The first one (left) presents the organisation of the **morphogenetic systems** from IGME (a column), ISPRA (b column), and a reorganisation proposal (c column). The main and subordinated systems are, respectively, in bold and in brackets; for each system, a landform example is also shown. The second section (right) reports the analysis of landforms for each institution and system. It includes the **number** and the **matches and mismatches** of the landforms. In the number of landforms, the green, yellow and orange cells indicate, respectively, a good correlation, a divergence or a fully divergence. Additionally, the fluvio-glacial landforms of IGME *(*)* and the "*altra genesi*" of ISPRA *(**)* have been relocated in the corresponding proposal of systems *(*) (**)*. Finally, the grey row and columns show different totals and percentage averages.

*Tabla 1. Comparación de los sistemas morfogenéticos y formas del relieve (morfotipos) asociadas, incluidas en las normativas del IGME e ISPRA. La tabla está dividida en dos secciones. En la primera sección (izquierda) se muestran los **sistemas morfogenéticos** del IGME (columna a), del ISPRA (columna b) y una propuesta de reorganización (columna c). Los sistemas principales y subordinados se muestran, respectivamente en negrita y entre paréntesis; también se muestran, para cada sistema, un morfotipo característico. En la segunda sección (derecha) se muestra el análisis de **morfotipos** para cada institución y sistema, incluyendo su **número**, así como su **ajuste y desajuste**. En el número de morfotipos, las celdas verdes, amarillas y naranjas indican, respectivamente, una correlación buena, mala o muy mala. Adicionalmente, los morfotipos fluvio-glaciares del IGME (*) y de "*altra genesi*" del ISPRA (**) se han reasignado en los correspondientes sistemas morfogenéticos propuestos (*) (**). Por último, las filas y columnas de fondo gris muestran distintos totales y medias porcentuales.*

in Table 1, there are 13 systems for both legends. Six systems converge (volcanic, gravitational, eolian, coastal, karstic and anthropogenic), while the others diverge (lithostructural, tectonic, fluvial, glacial, endorheic, siliceous rock weathering and polygenetic); given the lack of a direct correlation between the morphogenetic systems adopted by IGME and ISPRA, this paper has developed a proposal of 15 morphogenetic systems (c column).

In our proposal, the morphogenetic systems shared by both IGME and ISPRA have been integrated without modifications. For the systems not jointly recognised, specific adjustments have been made to harmonise the classifications. The **lithostructural and tectonic systems** have been kept separate, following the ISPRA approach, which distinguishes between structural and tectonic processes, unlike IGME, where both are merged under *Morfogénesis estructural*. Similarly, the structure adopted for the **fluvial and runoff system** aligns with ISPRA, incorporating both fluvio-glacial and fluvio-gravitational landforms. In contrast, IGME classifies fluvio-glacial forms under the nival and periglacial system. The glacial system also follows ISPRA's methodology, distinguishing among **present glacial**, **glacial** and **nival and periglacial systems**, offering a more detailed temporal differentiation. The landforms originally classified in IGME under chemical weathering have been redistributed into the **karstic system** (for salt and carbonated rock weathering) and a dedicated **siliceous rock weathering system**. The proposed classification incorporates the **endorheic and polygenetic systems** from the IGME model. Particularly, the polygenetic system groups complex landforms, shaped by successive morphogenetic processes over time, where no single dominant process or lithology can be identified (e.g., old erosion surfaces, residual reliefs, etc.).

In contrast, the *altra genesi* system included in the ISPRA model and comprising only seven specific landforms (salt domes, mud volcanoes, cold gas emissions, sinkholes, tafoni, alveolar sculptures, and tors) has not been adopted. Following the IGME approach, these landforms can be reassigned to other morphogenetic systems, such as structural, volcanic and siliceous rock alteration.

The comparison of **landforms** is based both on the number of landforms for each morphogenetic system and on the matches and mismatches of landforms. This paper shows only some representative examples of this comparison (Table 1), but the complete comparison can be requested to the corresponding author.

With respect to the **number** of landforms, there are seven morphogenetic systems with a good correlation (lithostructural, volcanic, fluvial, fluvio-gravitational, fluvio-glacial, glacial, nival and periglacial, eolian and coastal), while the others diverge (tectonic, gravitational, present glacial, karstic, siliceous rock weathering and anthropogenic) and fully diverge (endorheic and polygenetic).

The **matches and mismatches** of landforms show a low degree of correlation in each morphogenetic system. As shown in Table 1, only 16.8% of the landforms correlate.

4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The comparative analysis between the IGME and ISPRA geomorphological mapping systems considers both the grouping in morphogenetic systems (e.g., gravitational landforms) and landform nomenclature (e.g., translational slide body), highlighting substantial differences and difficulties in harmonisation, enlargement, and interoperability between the two mapping approaches.

Regarding the **morphogenetic systems**, it is worth noting the absence of some systems in the ISPRA guidelines, such as the endorheic, siliceous rock weathering and polygenetic systems. Being the Q13 a document in progress, these absences should be taken into consideration.

The comparative analysis in the **number of landforms** also shows a low and very low attention to the tectonic, gravitational, present glacial, karstic and anthropogenic landforms by IGME and to endorheic, siliceous rock weathering and polygenetic landforms by ISPRA. In this sense, these differences of landforms listed by IGME or ISPRA could be related to differences in geomorphological processes (lesser tectonic/seismic, gravitational and present glacial processes in Spain), differences in geomorphological landscapes (less important karstic landscapes in Spain or siliceous rock weathering landscapes in Italy) or differences in the level of expert attention (anthropogenic landforms in Spain or endorheic and polygenetic landforms in Italy).

The **mismatches of landforms** also highlight a significant disconnection between the two institutions. In this context, the combination of the two landform legends could significantly

increase the variety of landforms. Specifically, the combination of the 129 landforms matched and the 639 landforms mismatched could increase from the 407 in the case of IGME and the 490 in the case of ISPRA, until 768 in the case of a total combination. Based on the results obtained through the two levels of comparative analysis—both on the morphogenetic systems and in the individual landforms—it becomes evident that creating a shared geomorphological legend would represent a strategic step towards the coherent expansion of geomorphological coverage.

The absence of official and, above all, shared **glossaries** between both institutions remains a major limitation to the full correlation and integration of landform classifications.

The results of this study propose enhancements to the **INSPIRE** framework, specifically by supporting the harmonisation, enlargement and interoperability of existing codelists and a shared vocabulary. Specifically, the natural morphogenetic systems and their associated landforms may expand the *Natural Geomorphologic Feature Type Value* codelist; the anthropogenic system and its landforms could contribute to the *Anthropogenic Geomorphologic Feature Type Value* codelist; (https://inspire.ec.europa.eu/codelist, accessed on: June 2025).

DATA AVAILABILITY

The data used for the comparative analysis were obtained from publicly accessible institutional sources. The additional derived materials are available upon request by contacting the corresponding author: l.franceschi2@campus.unimib.it

ACKNOWLEDGMENTS

This research was funded by PNRR "GeoSciences IR" M4-C 2-L.I. 3.1. *Finanziato dall'Unione Europea* NextGenerationEU (CUP: I53C22000800006)" and supported by the stay permisión granted by the Centro Nacional IGME-CSIC.

REFERENCES

Bosino, A., Bufalini, M. and Ferrando, A. (2023). *Geomorfologia di terreno delle forme fluviali, fluvio-glaciali e dovute al dilavamento. Atlante pratico per il rilevamento e la cartografia*. (Dario Flaccovio Editore, Ed.).

Campobasso C., Carton A., Chelli A., D'Orefice M., Dramis F., Graciotti R., Guida D., Pambianchi G., Peduto F. and Pellegrini L. (2021). Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geomorfologica D'Italia alla scala 1:50000 e banca dati geomorfologica. *Quaderni del Servizio Geologico Nazionale*, III, 13 (1), Versione 2.0

Ciccacci, S. (2010). *Le Forme del Rilievo - Atlante illustrato di Geomorfologia* (Mondadori Università & Sapienza Università di Roma, Eds.).

Goudie, A. (2004). *Encyclopedia of geomorphology*. 1156.https://books.google.com/books/about/Encyclopedia_of_Geomorphology.html?hl=it&id=UHRU_6nUSR4C

Quesada-Román, A., Umaña-Ortíz, J., Zumbado-Solano, M., Islam, A., Abioui, M., Zangmo Tefogoum, G., Kariminejad, N., Mutaqin, B. W. and Pupim, F. (2023). Geomorphological regional mapping for environmental planning in developing countries. *Environmental Development*, 48. https://doi.org/10.1016/j.envdev.2023.100935

La Licata M., Bosino A., Bettoni M. and Maerker M. (2023). Assessing landscape features and geomorphic processes influencing sediment dynamics in a geomorphologically highly active Mediterranean agroecosystem: the upper Val d'Arda case study (Northern Apennines, Italy). *Geomorphology*, 433, 108724. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108724

Martín-Serrano, A., Salazar, A., Nozal, F. and Suárez, Á. (2004). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50 000. Guía para su elaboración*. IGME.

Van Westen, C. J., Rengers, N. and Soeters, R. (2003). Use of geomorphological information in indirect landslide susceptibility assessment. *Natural Hazards*, 30(3), 399–419.https://doi.org/10.1023/B:NHAZ.0000007097.42735.9E/METRICS



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 319-322. ISBN: 978-84-10345-81-2

DEFORMACIONES SUPERFICIALES EN EL COMPLEJO HIDROELÉCTRICO PAUTE INTEGRAL MEDIANTE TÉCNICAS DInSAR

Surface Deformations in the Paute Integral Hydroelectric Complex Using DInSAR Techniques

Daniela Paz-Barzola[1]; Diego Capa-Sarango[1]; Kenny Escobar-Segovia[1]; Maurizio Mulas[1]; Daniel Garcés[1]; David Altamirano[1]; Pedro Ramírez[1]; José Cuervas-Mons[2]; Jessica Robles[3] y Pablo Guzmán[3,4]

1. Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Escuela Superior Politécnica del Litoral, Campus Gustavo Galindo km 30.5 vía Perimetral, P.O. Box 09-01-5863, Guayaquil, Ecuador.
2. Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. jcuervas@geol.uniovi.es
3. CELEC SUR, Corporación Eléctrica del Ecuador (CELEC EP), Cuenca 43R8+29, Azuay, Ecuador.
4. Environmental Engineering School, Faculty of Science and Technology, Universidad del Azuay, Cuenca 010107, Azuay, Ecuador.

Abstract: This study analyzes surface deformation at the Paute Integral Hydroelectric Complex (Ecuador) using DInSAR and Sentinel-1 data (2014–2024). The methodology included multi-temporal processing of ascending and descending SAR images, displacement classification, and field validations. Results identified critical displacements (>–0.04 m) in areas such as Guarumales, Llamacón, Tomebamba, and the powerhouse access road, as well as subsidence reaching –0.40 m near the Molino plant. Moderate deformations (–0.02 m) were observed in sectors like Osoyacu, showing evidence of road subsidence and bench-shaped landslide. Corner reflectors have been designed to support long-term monitoring and risk mitigation in this vital infrastructure.

Palabras clave: DInSAR, deformación superficial, hidroeléctrica, Sentinel-1.
Keywords: DInSAR, surface deformation, hydropower, Sentinel-1.

1. INTRODUCCIÓN

El monitoreo de deformaciones del terreno en regiones montañosas tropicales representa un reto científico y técnico de gran relevancia para garantizar la seguridad y operación de infraestructuras críticas (Ge *et al.*, 2001; Urgilez Vinueza *et al.*, 2020, 2022). El presente trabajo expone los primeros resultados alcanzados en el marco de un proyecto de investigación interdisciplinario desarrollado en colaboración entre CELEC SUR, ESPOL y ESPOL-TECH EP, cuyo propósito es evaluar y caracterizar los desplazamientos superficiales en el Complejo Hidroeléctrico Paute Integral, ubicado en la cuenca del río Paute, Ecuador.

Esta región, que abarca una extensión de aproximadamente 75 km y presenta un marcado gradiente altitudinal (de 600 a 2200 msnm), concentra una compleja interacción de factores geológicos, topográficos y climáticos. La presencia de fallas activas, laderas inestables y suelos altamente susceptibles convierten al área en un escenario particularmente propenso a la ocurrencia de fenómenos de remoción en masa, como lo evidencian los 21 macrodeslizamientos registrados en la zona (Figura 1) (CELEC, 2017). Por su importancia para la seguridad energética del país, al aportar alrededor del 35 % de la electricidad nacional, garantizar la operación segura y continua del sistema hidroeléctrico en esta cuenca es una prioridad estratégica para Ecuador.

En este contexto, la presente investigación aplica la técnica de Interferometría Diferencial por Radar de Apertura Sintética (DInSAR), empleando datos Sentinel-1 para el período 2014–2024, con el fin de cuantificar y analizar deformaciones superficiales a nivel milimétrico. Esta técnica ofrece ventajas significativas para estudiar áreas complejas durante largos periodos de tiempo, superando las limitaciones de métodos geotécnicos tradicionales (Rott, 2009; Tomás *et al*., 2014; Villalta Echeverría *et al.*, 2022). Si bien esta investigación presenta resultados concluyentes para diferentes zonas

críticas del complejo hidroeléctrico, también sienta las bases para futuras etapas del proyecto, que incluyen la instalación de una red de *córners reflectors* (CR) para garantizar datos de mayor calidad en áreas de baja coherencia radar. De esta manera, el presente estudio contribuye no solo al análisis del comportamiento actual de las laderas e infraestructuras hidroeléctricas, sino también al fortalecimiento de capacidades para la prevención y mitigación de riesgos geotécnicos en un entorno clave para la seguridad energética y la planificación sostenible del país.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio abarca la zona de influencia del Complejo Hidroeléctrico Paute Integral, ubicado en la cuenca del río Paute, en la provincia de Azuay, al sur del Ecuador (figura 1). El complejo está conformado por las centrales hidroeléctricas de Mazar, Molino y Sopladora, y se extiende a través de un gradiente altitudinal de 600 a 2200 m s.n.m. en un valle caracterizado por pendientes pronunciadas y una densa cobertura vegetal.

La región presenta topografía escarpada y geología compleja caracterizado por fallas activas, laderas inestables y suelos susceptibles a deslizamientos.

El complejo hidroeléctrico presenta una importancia energética, social y ambiental, requiriendo un monitoreo continuo y de alta resolución para garantizar la operación segura de la infraestructura y la mitigación de riesgos geotécnicos.

3. METODOLOGÍA

El presente estudio se organizó en dos fases principales (Figura 2):

Fase 1: análisis de deformaciones superficiales

Abarcó todas las etapas para la obtención de mapas de desplazamiento superficial y la caracterización de zonas críticas.

En primer lugar, la etapa 1 o adquisición de imágenes, que incluyó la recopilación de datos SAR Sentinel-1 (banda C) en modo IW para órbitas ascendentes y descendentes, considerando una frecuencia temporal de 12 días para el periodo 2014–2024. Se aplicaron criterios de selección para garantizar una línea base perpendicular menor a 150 m y obtener una cobertura adecuada de la zona de estudio.

La etapa 2 consistió en el procesamiento DInSAR, que consistió en el procesado interferométrico de las imágenes SAR para obtener mapas de desplazamiento superficial en la línea de visión (*Line-of-Sight* o LOS), mediante procedimientos de corregistro, eliminación de fase topográfica, filtrado Goldstein, desenrollado de fase e implementación de *multilooking* para reducir el ruido en los datos finales.

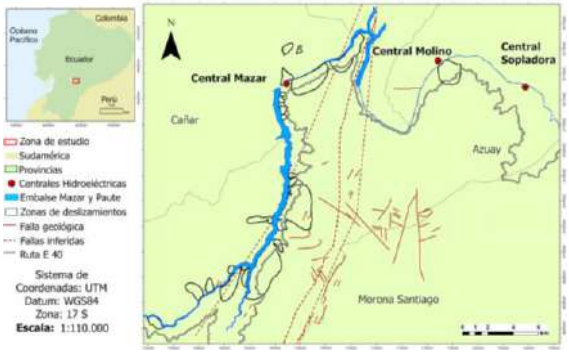


Figura 1. Área de estudio del Complejo Hidroeléctrico Paute Integral.

Figure 1. Study area of the Paute Integral Hydroelectric Complex.

La etapa 3 o Identificación de Zonas de Alta Deformación, a través del análisis multitemporal de las series de desplazamiento, consistió en la clasificación de áreas con diferentes rangos de deformación (críticas, moderadas y estables). El análisis incluyó validación en campo para verificar la presencia de grietas, asentamientos y otros elementos de inestabilidad.

Fase 2: diseño de reflectores de esquina

Esta fase estuvo orientada a garantizar la calidad de la información SAR en áreas de baja coherencia radar.

Se diseñaron CR triédricos para maximizar la retrodispersión de la señal radar en zonas con escasa visibilidad para la técnica DInSAR, considerando criterios de visibilidad, topografía y cobertura vegetal para su futura instalación (Garthwaite et al., 2015; Alonso-Diaz et al., 2024).

4. RESULTADOS

Análisis de deformaciones superficiales (2014-2024)

El monitoreo multitemporal mediante DInSAR reveló patrones de deformación crítica en el Complejo Hidroeléctrico Paute Integral.

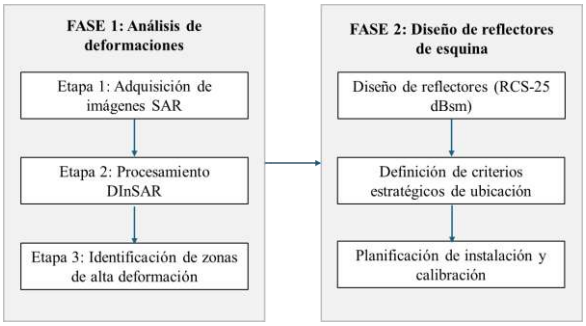


Figura 2. Esquema de la metodología de estudio.
Figure 2. Methodology flowchart.

Durante el período 2014–2019, se identificaron zonas con desplazamientos superiores a –0.04 m (clasificación roja), destacando Guarumales, Llamacón, Tomebamba y Vía AB Casa de Máquinas. La figura 3 muestra los rangos de deformación superficial identificados en el 2019. En el sector de Osoyacu- macrodeslizamiento previamente delimitado- se mostraron deformaciones moderadas (–0.02 m, amarillo) e incluso altas (-0.04, rojo) en tramos cercanos a la carretera E40, indicando procesos activos que requieren monitoreo continuo.

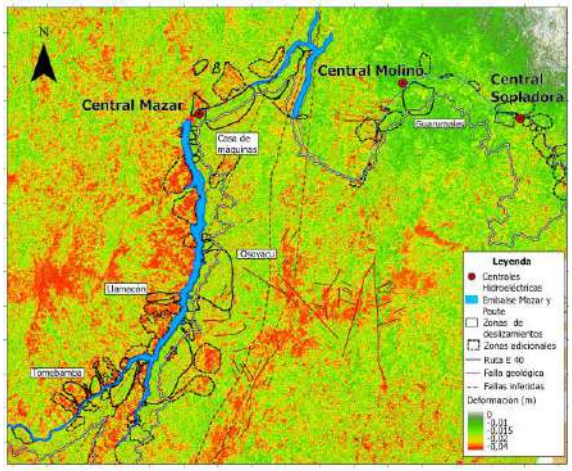


Figura 3. Mapa de deformación superficial de 2019 según modo de vuelo descendente.
Figure 3. 2019 Surface deformation map based on descending flight mode data.

En el período 2020–2024, se detectaron 40 nuevas zonas y microzonas con deformaciones progresivas, muchas asociadas a la infraestructura vial (carretera E-40) y embalses. El rango más alto de deformación aumenta en comparación con el período anterior. Destacan Tomebamba, Llamacón, Casa de máquinas, Guarumales, Guachapala con deformaciónes de -0.009 m (2023), y demás zonas directamente vinculadas al trazado de la E-40 según el modo de vuelo descendente (figura 4) y ascendente (Figura 5). La validación en campo confirmó grietas escalonadas en Santa Rosa, hundimientos en Osoyacu (Figura 6) y deslizamientos en Guarumales y en otros sectores a lo largo de la carretera, coincidentes con los mapas DInSAR.

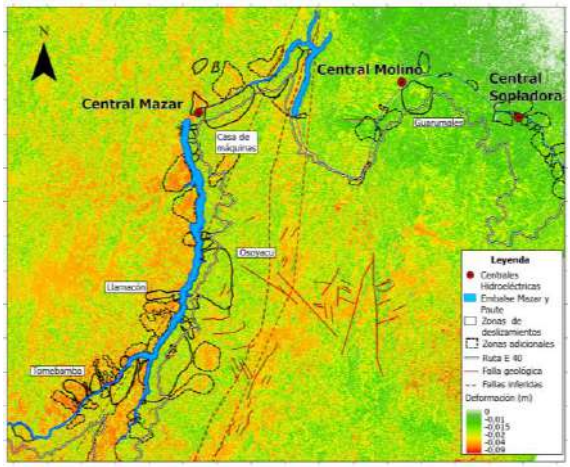


Figura 4. Mapa de deformación superficial de 2023 según modo de vuelo descendente.
Figure 4. 2023 Surface deformation map based on descending flight mode data.

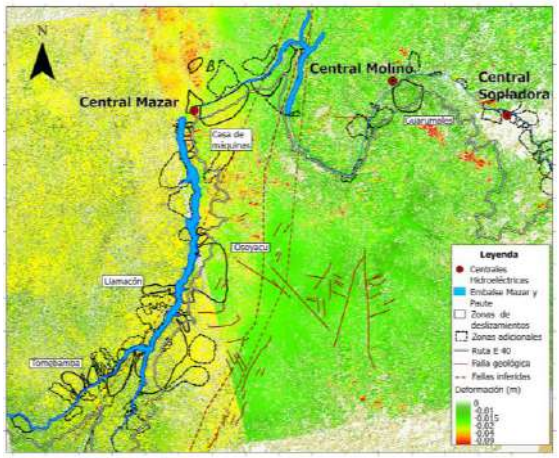


Figura 5. Mapa de deformación superficial de 2023 según modo de vuelo ascendente.
Figure 5. 2023 Surface deformation map based on ascending flight mode data.



Figura 6. Evidencia de hundimiento en parte de la carretera principal y deslizamiento en forma de banco en el sector Osoyacu.
Figure 6. Evidence of subsidence along a section of the main highway and a bench failure landslide in the Osoyacu Sector.

Implementación de *córner reflectors* (CR)

Para mitigar la baja coherencia en áreas de vegetación densa, se espera instalar una red de reflectores triédricos que incluyan mecanismos de calibración para ángulo de incidencia/acimut. La figura 7 muestra la instalación de un reflector de esquina piloto dentro del área de estudio. El reflector, fabricado con caras de aluminio de 4 mm de espesor y una altura de 70 cm, presenta un RCS teórico de 25.06 dBsm, calculado y optimizado para el sensor radar de Sentinel-1.

Los CR se ubicarán en zonas estratégicas (Osoyacu, Llamacón, Guarumales, Casa de máquinas) concordantes con zonas de baja señal para mejorar la precisión en mediciones de velocidad.

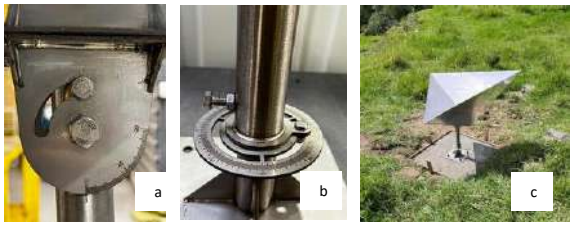


Figura 7. Mecanismos de calibración angular para angulo de incidencia (a) y acimut (b) reflector de esquina piloto instalado (c).

Figure 7. Angular calibration mechanisms for incidence angle (a) and azimuth (b); installed pilot corner reflector (c).

5. CONCLUSIONES

El análisis multitemporal basado en DInSAR para el periodo 2014–2024 permitió identificar y caracterizar desplazamientos críticos en la zona de influencia del Complejo Hidroeléctrico Paute Integral, alcanzando una resolución milimétrica en la detección de deformaciones. Se evidenció que las áreas de mayor actividad corresponden a laderas inestables y zonas con fallas geológicas, destacando sectores como Guarumales, Llamacón, Tomebamba y la Vía AB Casa de Máquinas.

La validación en campo confirmó la correlación entre los desplazamientos detectados y diferentes expresiones de inestabilidad, como grietas escalonadas, hundimientos y deslizamientos locales, lo que respalda la confiabilidad de la técnica para el monitoreo de infraestructuras críticas en entornos de alta complejidad topográfica.

El diseño propuesto para la futura instalación de *córner reflectors* y la implementación de la plataforma GIS-web representan herramientas clave para aumentar la densidad de datos en áreas de baja coherencia radar, facilitando la generación de alertas tempranas y fortaleciendo la capacidad de planificación, mitigación de riesgos y toma de decisiones para garantizar la seguridad de la operación hidroeléctrica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a la Unidad de Negocio CELEC SUR (Corporación Eléctrica del Ecuador) por el financiamiento otorgado al proyecto a través del Convenio Tripartito N° CSR-CON-0103-23, en el marco del proyecto de investigación FICT-013-2023. Asimismo, agradecen a la Escuela Superior Politécnica del Litoral (ESPOL) y a la Empresa Pública ESPOL-TECH E.P. por su respaldo institucional, soporte técnico y acompañamiento en la gestión administrativa.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alonso-Diaz, A., Roque, D., Solla, M. y Nuno Lima, J. (2024). Comparative analysis of MT-InSAR algorithms supported by GNSS data and corner reflectors: Assessing performance and accuracy. *Procedia Computer Science*, 239, 1460–1466. https://doi.org/10.1016/j.procs.2024.06.319

CELEC E.P. (2017). *Informe de análisis de susceptibilidad de zonas inestables para prospección e implementación de instrumentación.*

Garthwaite, M. C., Nancarrow, S., Hislop, A., Thankappan, M., Dawson, J. H. y Lawrie, S. (2015). *The Design of Radar Corner Reflectors for the Australian Geophysical Observing System: a single design suitable for InSAR deformation monitoring and SAR calibration at multiple microwave frequency bands*. https://doi.org/10.11636/Record.2015.003

Ge, L., Rizos, C., Han, S. y Zebker, H. (2001*). Mining subsidence monitoring using the combined InSAR and GPS approach*. https://www.researchgate.net/publication/242150016

Rott, H. (2009). Advances in interferometric synthetic aperture radar (InSAR) in earth system science. *Progress in Physical Geography*, *33*(6), 769-791. https://doi.org/10.1177/0309133309350263

Tomás, R., Romero, R., Mulas, J., Marturià, J. J., Mallorquí, J. J., Lopez-Sanchez, J. M., ... y Blanco, P. (2014). Radar interferometry techniques for the study of ground subsidence phenomena: a review of practical issues through cases in Spain. *Environmental earth sciences*, *71*, 163-181. https://doi.org/10.1007/s12665-013-2422-z

Urgilez Vinueza, A., Robles, J., Bakker, M., Guzman, P. y Bogaard, T. (2020). Characterization and hydrological analysis of the guarumales deep-seated landslide in the tropical ecuadorian andes. *Geosciences*, 10(7), 267. https://doi.org/10.3390/geosciences10070267

Urgilez Vinueza, A., Handwerger, A. L., Bakker, M. y Bogaard, T. (2022). A new method to detect changes in displacement rates of slow-moving landslides using InSAR time series. *Landslides*, *19*(9), 2233-2247. https://doi.org/10.1007/s10346-022-01913-8

Villalta Echeverria, M. D. P., Viña Ortega, A. G., Larreta, E., Romero Crespo, P. y Mulas, M. (2022). Lineament Extraction from Digital Terrain Derivate Model: A Case Study in the Girón–Santa Isabel Basin, South Ecuador. *Remote Sensing*, 14(21). https://doi.org/10.3390/rs14215400



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 323-326. ISBN: 978-84-10345-81-2

LA IMPORTANCIA DE INTEGRAR GEOMORFOLOGÍA E INSAR PARA LA DETECCIÓN DE MOVIMIENTOS DE LADERA NO EVIDENTES EN EL PAISAJE

The importance of integrating geomorphology and InSAR to detect landslides that are not evident in the landscape

Cristina Reyes-Carmona[1], Jorge Pedro Galve[2], Rosa María Mateos[3] y Roberto Tomás[4]

1. Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e della Terra, Università degli Studi di Milano-Bicocca, Piazza della Scienza 4, 20126 Milán, Italia.
cristirecar@gmail.com
2. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada.
3. Deptartamento de Riesgos Geológicos y Cambio Climático, IGME-CSIC.
4. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Alicante.

Abstract: Under the growing application of remote sensing techniques -particularly InSAR- in landslide research, geomorphology is not always systematically integrated into investigation workflows. This article highlights the need to combine InSAR data with detailed geomorphological surveys for accurate landslide delimitation. Through three study cases in Southern Spain, we show that InSAR effectively detects slope instabilities but often limited to localised active zones that may underestimate the full extent of larger landslides. For this reason, conventional geomorphological surveys must complement InSAR techniques, as they are essential to define landslides' boundaries, especially when surface features are unclear or masked by anthropogenic activity.

Palabras clave: InSAR, cartografía geomorfológica, movimientos de ladera.
Keywords: InSAR, geomorphological mapping, landslides.

1. INTRODUCCIÓN

La cartografía de movimientos de ladera es el primer paso esencial para gestionar correctamente su peligrosidad. Para ello, se utilizan métodos convencionales, como el trabajo de campo o la fotointerpretación de imágenes aéreas, y métodos innovadores, como el análisis de modelos digitales del terreno de alta resolución o análisis de imágenes multi-espectrales (Guzzetti *et al*., 2012). Las técnicas de monitorización también se emplean frecuentemente para la cartografía, ya que actúan como buenos indicadores diagnósticos de inestabilidad del terreno y ayudan a delimitar movimientos de ladera previamente no conocidos. Algunas de las técnicas más utilizadas son las de monitorización geotécnica in situ (Corominas *et al*., 2000) y las técnicas de teledetección, como la interferometría de satélite radar (InSAR) (Massonnet y Feigl, 1998), entre otras. La aplicación de InSAR en el estudio de movimientos de ladera ha experimentado un notable crecimiento en los últimos años, en parte gracias a iniciativas que proporcionan datos abiertos y gratuitos al público, como el *European Ground Motion Service* (EGMS) (Crosetto *et al*., 2025). Además, con frecuencia se emplean enfoques multi-técnica para el estudio de movimientos de ladera, que suelen combinar técnicas geomorfológicas, geotécnicas y de teledetección (Peduto *et al*., 2021). Sin embargo, algunos trabajos comienzan a señalar que la geomorfología no siempre se integra de manera sistemática con los datos de teledetección y/o geotécnicos en el estudio de los movimientos de ladera (Hearn, 2019; Torre *et al*., 2024). Esta integración resulta fundamental, especialmente cuando los movimientos afectan a infraestructuras y no son fácilmente visibles en el paisaje, dificultando su cartografía incluso para especialistas en geomorfología. En este artículo se presenta una breve síntesis de aprendizajes obtenidos sobre la importancia de integrar el conocimiento geomorfológico con técnicas InSAR para la detección de movimientos de ladera en contextos particulares: cuando los rasgos geomorfológicos no son significativos en el relieve o han sido enmascarados por actividades antrópicas.

2. CASOS DE ESTUDIO Y MÉTODOS

Los casos de estudios seleccionados se localizan en tres zonas del sur-sureste de España: el embalse de Rules (Granada), el sector suroeste de Sierra Nevada (Granada) y la ciudad de Alcoy (Alicante). La cartografía de movimientos de ladera se ha realizado integrando observaciones geomorfológicas con datos InSAR, entre otras técnicas, cuyos resultados han sido publicados en tres artículos para cada una de estas zonas (Reyes-Carmona *et al*., 2020; 2023; 2025). En este trabajo se seleccionan movimientos de ladera representativos de cada zona junto con los datos más recientes del EGMS, (https://egms.land.copernicus.eu/) del periodo enero 2019 – diciembre 2023. Específicamente, se muestran los datos de órbitas ascendente y descendente del producto "CALIBRATED", que ofrece datos de desplazamientos medio del terreno con una resolución de 20 × 5 m. Con respecto a los métodos geomorfológicos, se han realizado observaciones de campo, fotointerpretación de imágenes aéreas (históricas y recientes) e inspección de productos derivados de modelos digitales de elevación de alta resolución (2 m), como el modelo de sombras o *hillshade*. A continuación se detallan aspectos geográficos y geológicos de las zonas de estudio.

Embalse de Rules

Se localiza a mitad del cauce del río Guadalfeo y es una infraestructura clave para el desarrollo del sur de la provincia de Granada. Las laderas del embalse han sido históricamente afectadas por inestabilidades del terreno (Fernández *et al*., 1997), que han causado daños en la carretera nacional N-323 y en un viaducto de la autovía A-44. Desde el punto de vista geológico, el embalse de asienta sobre filitas muy alteradas del Permo-Tríasico y mármoles dolomíticos del Tríasico, del Complejo Alpujárride de las Zonas Internas de la Cordillera Bética.

Sierra Nevada

La zona seleccionada de Sierra Nevada comprende su vertiente más suroccidental, donde la intensa incisión fluvial debida al levantamiento tectónico ha generado profundos valles en forma de V, dando lugar a laderas muy susceptibles a movimientos de ladera (El Hamdouni, 2010). Desde el punto de vista litológico, predominan los micaesquistos grafitosos con intercalaciones de cuarcitas, pertenecientes al Complejo Nevado-Filábride de las Zonas Internas de la Cordillera Bética.

Alcoy

Esta ciudad se ubica en el norte de la provincia de Alicante, sobre una llanura topográfica excavada por los ríos Barchel y Molinar como resultado de una fuerte incisión fluvial. Los materiales excavados, compuestos por margas miocenas y depósitos aluviales del Plio-Cuaternario, presentan propiedades geotécnicas deficientes que, junto con las pendientes pronunciadas de los valles, han favorecido históricamente la aparición de numerosos movimientos de ladera (IGME, 1985).

3. RESULTADOS

El movimiento de ladera seleccionado en el embalse de Rules es el deslizamiento del El Arrecife, de tipo traslacional, y que afecta al vaso oeste del embalse (Reyes-Carmona *et al*., 2020). Con un área de 0.47 km^2 y volumen estimado de casi 15 millones de m^3, presenta indicios de actividad desde hace al menos dos décadas (Reyes-Carmona *et al.*, 2021). Inicialmente, tan solo la mitad inferior del deslizamiento fue cartografiada (Fernández *et al.*, 1997), pero los datos InSAR revelaron movimiento en una extensión mayor de la ladera. Los rasgos geomorfológicos de este deslizamiento son escasos, ya que no existen escarpes significativos en cabecera o en los flancos que faciliten su reconocimiento en fotos aéreas ni el campo, pudiendo tan solo intuirse en el *hillshade* (Figura 1A). El deslizamiento ha sido fuertemente modificado por actividades humanas, como la construcción de un talud para la carretera N-323 y la instalación de una escombrera en el pie de la ladera. Los datos del EGMS muestran una velocidad media del deslizamiento de alrededor de 2 cm/año en órbita ascendente (Figura 1B).

En Sierra Nevada, el movimiento de ladera seleccionado es una deformación gravitacional profunda de ladera (DGSD), localizada en la vertiente oriental del valle del río Poqueira, y que alberga los conocidos pueblos alpujarreños de Pampaneira, Bubión y Capileira (Reyes-Carmona *et al*., 2023). Tiene una superficie de 6.5 km^2 y se extiende desde el fondo del valle hasta la cresta, con un desnivel aproximado de 1000 m. La ladera ha presentado problemas de inestabilidad desde hace décadas en la central hidroeléctrica de Pampaneira (Alonso *et al*., 2021), pero los datos InSAR revelaron que la deformación se extiende a un área mayor.

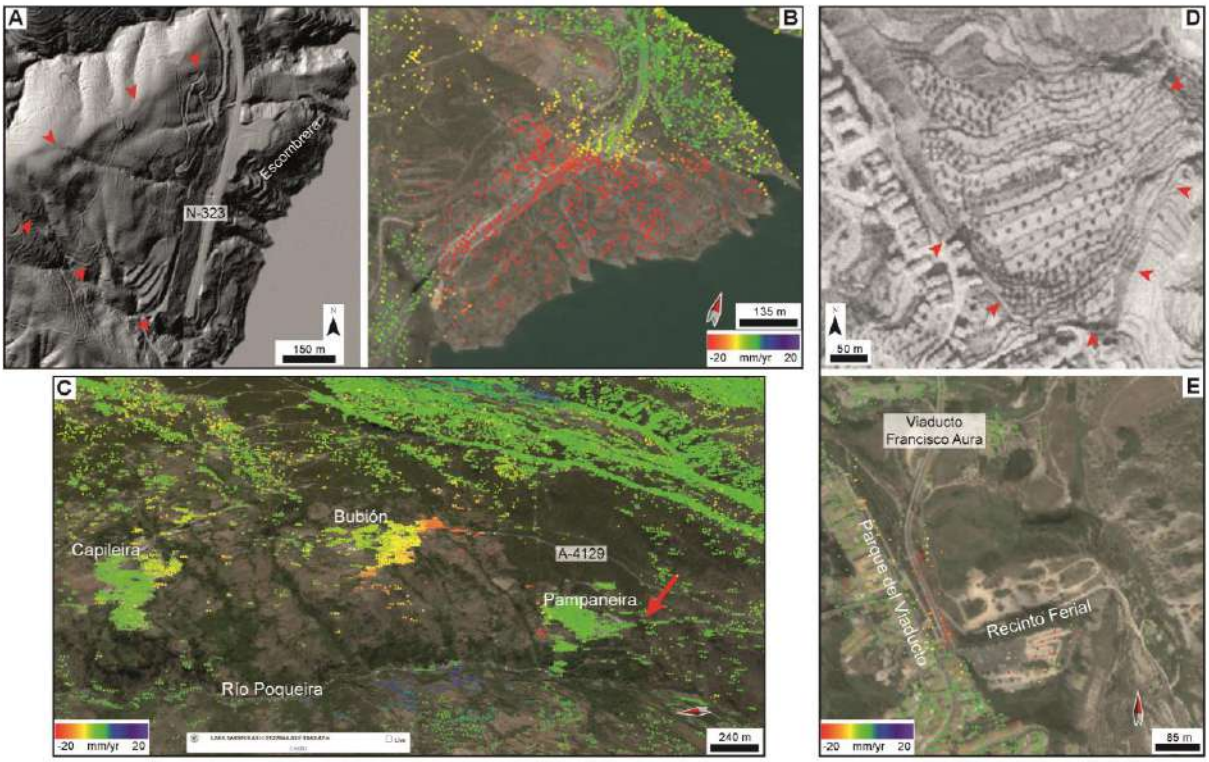


Figura 1. (A) Modelo de sombras de 2 m de resolución del deslizamiento de El Arrecife, con flechas rojas que delimitan su extensión. (B) Datos InSAR del EGMS en órbita ascendente del deslizamiento de El Arrecife. (C) Datos InSAR del EGMS en órbita descendente de la DGSD de la vertiente oriental del valle del Poqueira, con una flecha roja apuntando al flanco izquierdo del movimiento. (D) Imagen aérea del vuelo Americano de 1945-46 del deslizamiento del Parque del Viaducto, con flechas rojas que delimitan su extensión. (E) Datos InSAR del EGMS en órbita ascendente del deslizamiento del Parque del Viaducto.
Figure 1. (A) 2-m resolution hillshade of the El Arrecife landslide, with red arrows delimiting its extent. (B) EGMS InSAR data in ascending orbit of the El Arrecife Landslide. (C) EGMS InSAR data in descending orbit of the DGSD on the eastern slope of the Poqueira valley, with a red arrow pointing to the left flank of the movement. (D) Aerial image of the 1945-46 American flight of the Viaduct Park landslide, with red arrows delimiting its extent. (E) EGMS InSAR data in ascending orbit of the Viaduct Park landslide.

Los rasgos geomorfológicos de esta DGSD son poco evidentes, lo cual es característico de esta tipología de movimientos, que suelen tener límites laterales difusos. Tan solo mediante el *hillshade* e imágenes aéreas es posible inferir el flanco izquierdo de la DGSD (Figura 1C). Los datos más recientes del EGMS muestran una velocidad media, en órbita descendente, alrededor de 1 cm/año en el entorno de Bubión y de 2 cm/año cerca de la central hidroeléctrica de Pampaneira (Figura 1C).

Por último, el movimiento de ladera seleccionado en Alcoy es el deslizamiento del Parque del Viaducto, de tipo rotacional y con un área de 0.10 km^2 (Reyes-Carmona *et al*., 2025). En la actualidad, este deslizamiento se encuentra altamente modificado por aterrazamientos y rellenos antrópicos, así como por la construcción del Recinto Ferial sobre la masa deslizada. Sin embargo, este deslizamiento es claramente visible en imágenes aéreas históricas, a excepción del flanco izquierdo, que ya había sido cubierto por un terraplén sobre el que se asienta el Parque del Viaducto (Figura 1D). Tanto en este parque como en el tramo más meridional del cercano Viaducto Francisco Aura se han registrado daños relacionados con la inestabilidad del terraplén, corroborados además por datos InSAR. En dicha zona, los datos más recientes del EGMS indican velocidades máximas de 2 cm/año en órbita ascendente (Figura 1E).

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Mediante los casos presentados en este trabajo, se pretende destacar la utilidad complementaria de las técnicas InSAR y el enfoque geomorfógico. En los tres ejemplos expuestos, a pesar de encontrarse en contextos geológicos muy diferentes, los datos InSAR permitieron identificar movimientos de ladera previamente no cartografiados, incluso en zonas que ya se habían estudiado. Este hecho evidencia que estos movimientos de ladera pueden pasar fácilmente desapercibidos, lo cual se explica por la ausencia

de rasgos geomorfológicos claramente visibles, ya sea por su propia naturaleza o por el efecto enmascarador de actividades antrópicas. Desde la experiencia de los/as autores/as en cartografía geomorfológica, fue posible reconocer estos movimientos de ladera gracias a que fueron señalados por los datos InSAR. Una vez que la atención se focalizó en estas laderas inestables, fue crucial llevar a cabo un estudio geomorfológico detallado para delimitar adecuadamente la extensión de los movimientos, ya que de manera frecuente y tal y como muestran los ejemplos seleccionados, las zonas activas detectadas mediante InSAR suelen corresponder a sectores reducidos dentro de masas inestables de mayor envergadura. Con frecuencia, los trabajos centrados en la aplicación y/o desarrollo de la técnica InSAR se enfocan principalmente en la delimitación de las áreas activas, lo que puede conllevar una subestimación del peligro asociado a la posible reactivación de un deslizamiento de mayor tamaño. Por ello, consideramos fundamental que los estudios basados en datos InSAR se complementen con un análisis geomorfológico riguroso. Los casos presentados en este trabajo permiten poner en valor el criterio geomorfológico en la delimitación de movimientos de ladera, incluso cuando el estudio parte inicialmente de una señal detectada mediante InSAR. Esta combinación no solo potencia la precisión del trabajo de cartografía, sino que reafirma que las técnicas geomorfológicas convencionales no deben considerarse obsoletas ni ser reemplazadas por técnicas de teledetección, sino siempre entendidas como técnicas complementarias.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alonso, E.E., Sondon, M. y Alvarado, M, (2021). Landslides and hydraulic structures. *Engineering Geology*, 292, 106264. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2021.106264

Corominas, J., Moya, J., Lloret, A., Gili, J.A., Angeli, M.G., Pasuto, A y, Silvano, S. (2000). Measurement of landslide displacements using a wire extensometer. *Engineering Geology*, 55, 149-166. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(99)00086-1

Crosetto, M., Crippa, B., Mróz, M., Cuevas-González, M. y Shahbazi, S. (2025). Applications based on EGMS products: a review. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 101452. https://doi.org/10.1016/j.rsase.2025.101452

El Hamdouni, R. (2001). *Estudio de Movimientos de Ladera en la Cuenca del Río Ízbor mediante un SIG: Contribución al Conocimiento de la Relación entre Tectónica Activa e Inestabilidad de Vertientes*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 446 pp. http://hdl.handle.net/10481/32486

Fernández, T., Brabb, E., Delgado, F. Martin-Algarra, A., Irigaray, C., Estévez, A. y Chacón-Montero, J. (1997). Rasgos geológicos y movimientos de ladera en el sector Ízbor-Vélez Benaudalla de la cuenca del río Guadalfeo (Granada). En: Alonso, E, (ed,) *IV Simposio Nacional Sobre Taludes y Laderas Inestables*, Granada, 795-808.

Guzzetti, F., Mondini, A.C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M. y Chang, K.T. (2012). Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth Sciences Reviews*, 112, 42-66. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.001

Hearn, G.J. (2019). Geomorphology in engineering geological mapping and modelling. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78, 723-742. https://doi.org/10.1007/s10064-017-1166-5

IGME. (1985). *Mapa geotécnico y de riesgos geológicos para la ordenación urbana de Alcoy. Mapa de riesgos geológicos E:1/25.000, 1/2.500 y 1/1.000. Memoria*. Ministerio de Industria y Energía – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 165 pp.

Massonnet, D. y Feigl, K.L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics,* 36, 441-500. https://doi.org/10.1029/97RG03139

Peduto, D., Santoro, M., Aceto, L., Borrelli, L., y Gullà, G. (2021). Full integration of geomorphological, geotechnical, A-DInSAR and damage data for detailed geometric-kinematic features of a slow-moving landslide in urban area. *Landslides*, 18, 807-825. https://doi.org/10.1007/s10346-020-01541-0

Reyes-Carmona, C., Barra, A., Galve, J.P., Monserrat, O., Pérez-Peña, J.V., Mateos, R.M., Notti, D., Ruano, P., Millares, A., López-Vinielles, J. y Azañón, J.M. (2020). Sentinel-1 DInSAR for monitoring active landslides in critical infrastructures: the case of the Rules Reservoir (Southern Spain). *Remote Sensing*, 12, 809. https://doi.org/10.3390/rs12050809

Reyes-Carmona, C., Galve, J.P., Moreno-Sánchez, M., Riquelme, A., Ruano, P., Millares, A., Teixidó, T., Sarro, R., Pérez-Peña, J.V., Barra, A., Ezquerro, P., López-Vinielles, J., Béjar-Pizarro, M., Azañón, J.M., Monserrat, O. y Mateos, R.M. (2021). Rapid characterisation of the extremely large landslide threatening the Rules Reservoir (Southern Spain). *Landslides*, 18, 3781-3798. https://doi.org/10.1007/s10346-021-01728-z

Reyes-Carmona, C., Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Moreno-Sánchez, M., Alfonso-Jorde, D., Ballesteros, D., Torre, D., Azañón, J.M. y Mateos, R.M. (2023). Improving landslide inventories by combining satellite interferometry and landscape analysis: the case of Sierra Nevada (Southern Spain). *Landslides,* 20, 1815-1835. https://doi.org/10.1007/s10346-023-02071-1

Reyes-Carmona, C., Tomás, R. y Navarro-Hernández, M.I. (2025). Facing challenges of urban landslide mapping by complementing geomorphological surveys and satellite interferometry in Alcoy (SE Spain). *Landslides*, en publicación.

Torre, D., Galve, J.P, Reyes-Carmona, C., Alfonso-Jorde, D., Ballesteros, D., Menichetti, M., Piacentini, D., Troiani, F. y Azañón, J.M. (2024). Geomorphological assessment as basic complement of InSAR analysis for landslide processes understanding. *Landslides*, 21, 1273-1292. https://doi.org/10.1007/s10346-024-02216-w



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 327-330. ISBN: 978-84-10345-81-2

NUEVOS EQUIPAMIENTOS Y APLICACIONES EN EL LABORATORIO DE DATACIÓN POR LUMINISCENCIA DE LA UNIVERSIDAD DE A CORUÑA

New equipment and applications in the Luminescence Dating Laboratory of the University of A Coruña

Jorge Sanjurjo Sánchez[1]

1. Instituto Universitario de Geología, Universidade da Coruña, ESCI, Campus de Elviña, 15071 A Coruña, España. jorge.sanjurjo.sanchez@udc.es

Abstract: Luminescence dating provides the age of burial of Quaternary sediments with an age range from a few decades to 0.5 Ma. Its use for has been extended in the last 25 years. In Spain, its use has been less frequent because of the scarce number of laboratories. The Laboratory of Luminescence Dating of the University of A Coruña is working since 2005. In the last year the, the laboratory's capacity has been increased with new luminescence readers, incorporating single grain systems and other advanced systems such as pulsed-OSL, UV laser stimulation or a XRF spectroscopy system.

Palabras clave: Datación por luminiscencia, OSL, IRSL, laboratorios.
Keywords: Luminescence dating, OSL, IRSL, laboratory.

1. DATACIÓN POR LUMINISCENCIA

La luminiscencia es la propiedad de algunos materiales cristalinos (minerales) de emitir luz en respuesta a un estímulo externo. La radiación ionizante recibida por estos minerales desde el entorno ocasiona la excitación de electrones de los átomos de la red cristalina de modo que abandonan la banda de valencia y liberan energía (en forma de fotones) para poder recuperar su estado inicial. Estas redes cristalinas presentan imperfecciones donde los electrones pueden quedar atrapados en pozos estables de potencial entre la banda de valencia y la banda de conducción. De este modo, se produce una acumulación de carga que se incrementa de forma constante con el tiempo, si persiste la exposición a esa radiación ionizante. La tasa a la que se acumula esa carga es una función de la tasa de radiación ionizante y por lo tanto la energía absorbida por el mineral depende de la dosis de energía recibida a lo largo del tiempo. Por tanto, la estimación de la carga acumulada y de la tasa de radiación por unidad de tiempo permiten obtener una edad. La carga suele estimarse estimulando la liberación de esos electrones por medio de luz (luminiscencia ópticamente estimulada u OSL) o calor (termoluminiscencia, TL). Esto resulta en la excitación de algunos de los electrones atrapados liberando el exceso de energía en forma de luz (Aitken, 1985, 1998). Esta emisión de luz (fotones) es lo que se conoce como luminiscencia. Dado que la luz libera esa energía, los minerales solo comienzan a almacenarla una vez que permanecen protegidos de la luz del día, lo que ocurre cuando quedan enterrados en sedimentos. El transporte de los minerales por gravedad o cualquier agente erosivo (agua, aire, hielo) puede llegar a exponer a la luz del día los minerales transportados, descargando así esa energía y poniendo a cero el "reloj de luminiscencia". Este fenómeno se conoce como bleaching o blanqueamiento y se produce cuando hay algún evento de erosión-transporte-deposición. Por tanto, la luminiscencia permite datar procesos o eventos de deposición en casi todo tipo de sedimentos.

El cálculo de la edad en luminiscencia requiere la estimación de dos factores: la dosis equivalente (De) que es la dosis de energía absorbida por los minerales del material a datar desde que estos han permanecido protegidos de la luz, y la Dosis Anual (Dr), que es la dosis de tasa radiación ionizante recibida. El cociente entre ambas dosis proporciona la edad.

El mineral más utilizado para la datación por luminiscencia es el cuarzo debido a su ubicuidad, resistencia a meteorización y propiedades luminiscentes (Aitken, 1998). La señal OSL del cuarzo se blanquea en cuestión de unos pocos segundos o minutos a la luz del día. Este mineral permite datar materiales de entre pocas décadas hasta unos 100-200 ka en el mejor de los casos.

Sin embargo, a priori la datación por luminiscencia puede realizarse casi en cualquier mineral. No obstante, en ausencia de cuarzo o en el caso de que se trate de sedimentos que superan la edad máxima que permite alcanzar, se suelen utilizar feldespatos, principalmente feldespato potásico. Estos minerales permiten alcanzar edades aún más antiguas, pudiendo llegarse en algún caso a 0.5 Ma. En feldespatos el proceso de blanqueado es más lento, por lo que se requiere más tiempo de exposición a la luz del día. Esto hace que el blanqueado de la señal durante el transporte y antes de la deposición pueda no ser completo. En este caso, la carga acumulada durante el enterramiento del mineral se sumará a una carga heredada, no blanqueada, lo que dificultará la obtención de una edad fiable, y existiendo el riesgo de sobreestimar la edad. Dependiendo del tipo de sedimento y transporte esto puede producirse también en el cuarzo. De esta forma algunos sedimentos, como por ejemplo las dunas, suelen tener una posibilidad más baja de presentar carga heredada, mientras que otros como los aluviales presentarán un riesgo más elevado. Para estimar una edad fiable en estos casos existen varios recursos, que van desde utilizar la estadística en diversas alícuotas del mineral y muestra estudiado o utilizar sistemas de medida grano a grano (single-grain).

2. LA LUMINISCENCIA EN ESPAÑA

En la actualidad existen cuatro laboratorios de datación por luminiscencia en la Península Ibérica, estando tres de ellos en España. Estos laboratorios son los del Centro Nacional sobre Investigación en Evolución Humana (CENIEH), constituido en 2004, el de la Universidad de Sevilla y el de la Universidad de A Coruña. Comparativamente con otros países europeos esto supone un número bajo de laboratorios, lo que, junto a la falta de conocimiento y tradición en la datación por luminiscencia en España, puede explicar que su uso sea todavía relativamente bajo.

Dado que la datación por luminiscencia tiene un rango de edad muy amplio (permite datar materiales que tienen desde unas pocas décadas) hasta medio millón de años, y puede aplicarse a diversos tipos de materiales, tiene una amplia aplicación en el ámbito de la Arqueología, siendo esta la disciplina en la que quizás, se usa mayoritariamente en España.

3. NUEVOS EQUIPAMIENTOS EN EL LABORATORIO DE LA UDC

El Laboratorio de datación por Luminiscencia de la Universidade de A Coruña (Fig. 1) está integrado en la Unidad de Geocronología. Creada en el año 2005 a través de fondos obtenidos de la convocatoria de infraestructuras del año 2003, contó con un laboratorio completo de preparación de muestras y un lector de luminiscencia Riso Da-15 TL/OSL para muestras multigrano.

Desde sus inicios, este laboratorio contó también con un espectrómetro de rayos-gamma portátil equipado con un cristal de germanio para la toma de datos de tasa de dosis ambiental en campo (GV Instruments GRS-2000) y en los puntos de toma de muestras.

A lo largo de los años, el laboratorio ha ido ampliando y actualizando su equipamiento para mantenerse a la vanguardia en técnicas de datación por luminiscencia.

En 2015 la Unidad de Geocronología obtuvo nueva financiación (Convocatoria de Ayudas a Infraestructuras y Equipamiento Científico-Técnico) y adquirió un nuevo lector Lexsyg Research System, de la compañía Freiber Instruments, que cuenta además con una cámara EMCCD. Este nuevo equipo fue instalado a finales del año 2017 y con ello se amplió la capacidad del laboratorio.

También en 2018 se adquirió un nuevo espectrómetro de rayos-gamma modelo GF Instruments Vario, equipado con un cristal de germanio y con mayor resolución que el anterior, además de un colimador especialmente diseñado para geometrías en las que el uso del espectrómetro fuese problemático. Este nuevo espectrómetro de rayos gamma sustituyó al anterior GF Instruments GRS-2000 con una resolución y precisión menor.

En el año 2021, con motivo de la convocatoria de infraestructuras de Fondos Resilicencia fondos Next Generation para la Adquisición de Equipamiento Científico-Técnico, se obtuvo nueva financiación para 3 nuevos lectores de luminiscencia y dos multicontadores beta. Recientemente, a inicios de 2025 estos equipos fueron instalados. Se trata de 3 nuevos lectores de luminiscencia Risoe modelo DA-22: dos de ellos equipados con sistema de medida single-grain y uno de ellos (Fig. 2) con un miniespectrómetro de fluorescencia de rayos X (XRF), un láser ultravioleta y un sistema de luz pulsada. Se instalaron además dos

multicontadores beta (Fig. 3) para medidas de la dosis beta en muestras para datación por luminiscencia. Con estos equipos se ha completado el laboratorio.



Figura 1. Vista general de la sala de medida del Laboratorio de datación por luminiscencia de la Universidad de A Coruña.
Figure 1. View of the measurements room of the laboratory of luminescence of the University of A Coruña.

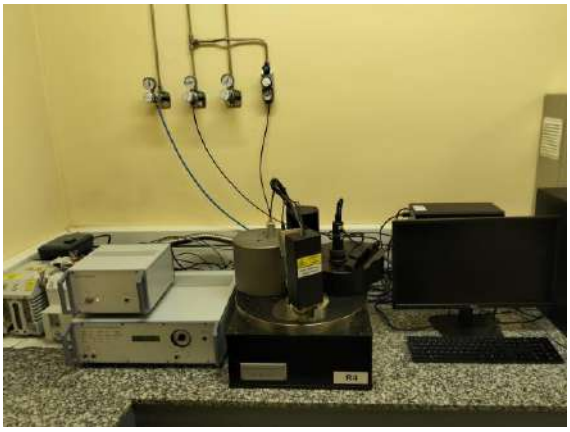


Figura 2. Lector Riso DA-22 que consta de un micro-espectrometro de FRX acoplado y un láser de UV.
Figure 2. Riso reader DA-22 with a coupled microXRF spectrometer and a UV laser beam system.

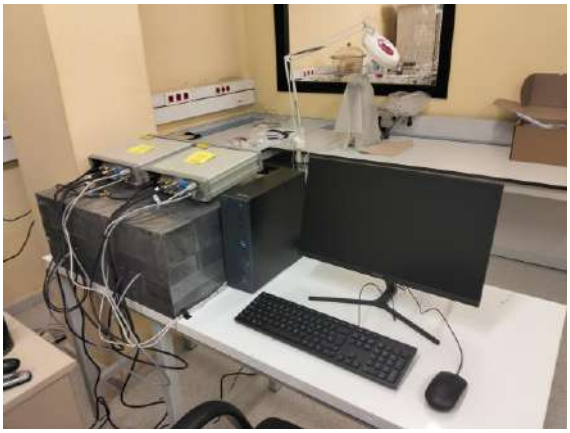


Figura 3. Multicontadores beta con blindaje de plomo.
Figure 3. Beta multi-counters with lead shielding.

Estos nuevos equipos permiten nuevas aplicaciones en datación, que van más allá de una mayor capacidad del laboratorio para datar un mayor número de muestras al año. Estas aplicaciones van desde datar cuarzo o feldespatos por single-grain, datar cuarzo antiguo en zona de saturación o estimar la proporción de potasio en feldespatos.

Desde los inicios del laboratorio, y sobre todo a partir del año 2009, la Unidad de Geocronología ha estado gestionada desde el Instituto Universitario de Geología de la Universidad de A Coruña. De este modo, ha proporcionado diversos servicios de datación a equipos de investigación de España, Portugal, Francia, Italia, Grecia, Holanda, Bélgica, Alemania, Serbia, Estados Unidos, Argentina, Chile y Perú, entre otros países. En muchos de esos casos, ha participado también a través de la colaboración en proyectos de investigación, bien liderándolos, bien en el equipo de investigación o de trabajo.

La mayor parte de trabajos realizados se circunscriben al campo de la geomorfología y la arqueología. En el segundo ámbito, el laboratorio ha liderado el desarrollo de procedimientos de datación de materiales como morteros usados en estructuras, o superficies de roca afectadas por incendios. También ha realizado dataciones de otros materiales arqueológicos como cerámicas, ladrillos, sedimentos, o escorias de metalurgia. En la actualidad, el laboratorio está implicado en un proyecto conjunto con el National Center of Scientific Research de Atenas (Grecia) para poner en marcha un protocolo de datación de superficies de roca enterradas o no expuestas a la luz.

En el ámbito de la Geomorfología, el laboratorio ha procesado sedimentos de tipo eólico (dunas, Arce-Chamorro *et al*., 2022), aluvial (terrazas, abanicos aluviales, etc.) (Viveen *et al*., 2022, 2024), de ladera (coluviales) (Ferro-Vázuez *et al*., 2021), fluvioglaciares (Alcalá-Reygosa *et al*., 2023), marinos (terrazas marinas), lacustres (Viveen *et al*., 2014, López-Avilés *et al*., 2022) entre otros tipos (Pueyo *et al*., 2021). Las edades obtenidas oscilan desde materiales muy recientes (entorno a una década de antigüedad) (Sanjurjo-Sánchez *et al*., 2024) a sedimentos de hasta 250 ka (Trindade et al., 2013), si bien actualmente se está alcanzando el medio millón de años en feldespatos en sedimentos fluviales de Perú.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alcalá Reygosa, Jesús; Campos, Néstor; Schimmelpfennig, Irene; Sanjurjo Sánchez, Jorge; Léanni, Laetitia; Zamorano, José Juan (2023) Rapid deglaciation of the La

Vega gorge (Sierra de Gredos, Iberian Peninsula) at the end of the global Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science* 39, 277-288.

Arce Chamorro, C., Vidal Romaní, J.R.., Grandal d'Anglade, A., Sanjurjo Sánchez. J. (2022) Aeolization on the Atlantic coast of Galicia (NW Spain) from the end of the last glacial period to the present day: Chronology, origin and evolution of coastal dunes linked to sea-level oscillations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 48, 198-214.

Aitken, 1985. *Thermoluminescence dating*. Cambridge University Press.

Aitken, M.J. (1998). *An Introduction to Optical Dating*. Oxford University Press.

Ferro-Vázquez, C.; Blanco-Rotea, R.; Sanjurjo-Sánchez, J.; García-Rodríguez, S.; García Quintela, M.V. Territories of Faith: 1000 Years of Landscape Multifunctionality in Santa Mariña de Augas Santas (NW Spain). *Land*, 2021, 10, 992.

López-Avilés, A., Jiménez-Moreno, G., García-Alix, A., García-García, F., Camuera, J., Anderson R.S., Sanjurjo-Sánchez, J., Arce Chamorro, C., Carrión, J.S. (2022) Post-glacial evolution of alpine environments in the western Mediterranean region: The Laguna Seca record. *Catena*, 211, 106033

Pueyo, J.J., Demergasso, C., Escudero, L., Chong, G., Cortéz-Rivera, P., Sanjurjo-Sánchez, J., Carmona, V., Giralt, S. (2021) On the origino f saline compounds in acidic flats (Central Andean Altiplano). *Chemical Geology*, 574, 120155.

Sanjurjo-Sánchez, J., Arce-Chamorro, C., Vidal-Romaní, J.R., Matin, N. (2024) OSL dating of very young aeolian sediments of NW Spain to assess dune erosion and accretion periods. *Quaternary Geochronology*, 82, 101537.

Trindade, M.J., Prudêncio, M.I., Sanjurjo-Sánchez, J., Vidal-Romaní, J.R., Ferraz, T., Fernández-Mosquera, D., Dias, M.I. (2013) Post-depositional processes of elemental enrichment inside dark nodular masses of an ancient aeolian dune from A Coruña, Northwest Spain. *Geologica Acta*, 11, 231-244.

Viveen, W., Sanjurjo-Sanchez, J., Goy-Diz, A., Veldkamp, A., Schoorl, J.M. (2014) Paleofloods and ancient fishing weirs in NW Iberian rivers. *Quaternary Research*, 82, 56-65.

Viveen, W., Sanjurjo-Sánchez, J., Rosas, N.A., Vanacker, V., Villegas-Lanza, J.C. (2022) Heinrich events and tectonic uplift as possible divers for the late Quaternary fluvial dynamics in the western Peruvian Andes. *Global and Planetary Change*, 218, 103972.

Viveen, W., Sanjurjo-Sanchez, J., Bravo-Lembcke, G., Uribe-Ventura, R. (2024). A 121-ka record of Western Andean Fluvial response to suborbital climate cycles recorded by rhythmic grain siz3e variations of the Lima fluvial fan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 49, 2326-2347.

Riesgos geomorfológicos



Alud de fusión caído el 5 de marzo de 2005 sobre la carretera CA-1 en el tramo entre Poncebos y Tielve de Cabrales (Picos de Europa). Fotografía de Jesús Ruiz Fernández.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 333-336. ISBN: 978-84-10345-81-2

INESTABILIDADES DE LADERA EN LA RUTA DEL CARES (PARQUE NACIONAL PICOS DE EUROPA- ESPAÑA): UN INVENTARIO EN DESARROLLO

Slope instabilities in the Cares route (Picos de Europa National Park – Spain): an inventory in progress

Pedro Almendros[1], Pablo Valenzuela[1], Eduardo García-Meléndez[1], María José Domínguez-Cuesta[2], Montserrat Ferrer-Juliá[1], Elena Colmenero-Hidalgo[1], Juncal A. Cruz[1], Indira Rodríguez[1] e Inés Pereira[1].

1. Grupo de Investigación Geología Ambiental, Cuaternario y Geodiversidad (Q-GEO), Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24071, León (España). pvalm@unileon.es
2. Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo. C. Jesús Arias de Velasco, s/n, 33005 Oviedo (España).

Abstract: the Cares route (Picos de Europa National Park - N Spain) receives every year a high influx of visitors, exposed to frequent slope instability processes. A slope instability inventory has been developed based on the revision of different data sources: regional and local newspapers, technical notes and reports from rangers of the natural park. The database has 40 data fields and registers data from 30 slope instabilities to date, constituting a useful tool for research and management purposes.

Palabras clave: inestabilidades de ladera, inventario, Ruta del Cares, Picos de Europa.
Keywords: slope instabilities, inventory, Cares route, Picos de Europa.

1. INTRODUCCIÓN

Debido al actual auge del senderismo, las principales sendas de los espacios naturales de montaña están experimentado fenómenos de masificación por el alto número de visitantes, muchos de ellos sin experiencia previa en actividades en este medio y, por tanto, sin una conciencia clara sobre los riesgos que implican (Brandolini *et al*, 2006). Esta situación genera un aumento de la exposición de los visitantes a los riesgos generados por las inestabilidades de ladera, especialmente frecuentes en zonas montañosas. El estudio en profundidad de estos fenómenos resulta indispensable para que los técnicos de los espacios naturales lleven a cabo una gestión eficaz del riesgo, implementando tanto medidas físicas de protección como inculcando al visitante actitudes de autoprotección que minimicen su exposición. En este escenario, los inventarios de procesos de inestabilidad de ladera constituyen una herramienta de gran interés.

Un caso paradigmático de este tipo de problemática es la Ruta del Cares (PR-PNPE 3), el sendero de mayor afluencia del Parque Nacional Picos de Europa (N de España) que, debido a su escaso desnivel, llega a recibir 200.000 visitantes al año (OAPN, 2022) y discurre por un entorno de relieve agreste en el que las inestabilidades de ladera son frecuentes (Álvarez García, 2006; Domínguez-Cuesta *et al*., 2016).

Objetivos

Este trabajo aborda: (1) el desarrollo de un inventario de inestabilidades de ladera ocurridas en la Ruta del Cares y (2) el análisis de los datos recopilados hasta el momento presente. Esta iniciativa forma parte de un proyecto de mayor recorrido que pretende (a) estudiar el riesgo por inestabilidades de ladera en la Ruta del Cares, no abordado en profundidad hasta la fecha, y (b) colaborar con los gestores del espacio natural para traducir los resultados científicos obtenidos en directrices de autoprotección que puedan ser transferidas a los visitantes.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La Ruta del Cares discurre a través de la garganta homónima, un desfiladero natural que constituye el límite entre los macizos del Cornión (occidental) y Los Urriles (central) de los Picos de Europa, formados principalmente por materiales calcáreos de las formaciones Valdeteja y Picos de Europa (Zona Cantábrica-Macizo Ibérico). Su origen se atribuye a la

acción fluvial, fluviotorrencial, fluvioglaciar y fluviokárstica en combinación con otros procesos que, aprovechando las variaciones litológicas y la fracturación del sustrato rocoso, han generado un relieve caracterizado por grandes desniveles y laderas con fuertes pendientes. La senda, de 12 km de longitud, fue construida entre 1945 y 1950 como vía de servicio de un canal que capta el agua del río Cares en Caín (León) y la conduce hasta la central hidroeléctrica de Poncebos (Asturias), actualmente propiedad de la empresa REPSOL S.A. La senda discurre paralela a la canalización y, en muchos casos, a través de túneles excavados en la roca. Los fuertes desniveles de las laderas aledañas favorecen el desencadenamiento de diversos procesos geomorfológicos asistidos por la gravedad, siendo muchos los canchales que se acumulan en las laderas aledañas a la senda y que, en casos puntuales, se removilizan, afectando a su trazado. También son numerosas las canales (valles secundarios, estrechos y muy inclinados, generados por la actividad torrencial y de procesos de gravedad), cuyas trazas atraviesan la ruta, en las que son habituales los eventos torrenciales que implican un flujo más o menos denso de derrubios. Finalmente, la propia plataforma de la senda se ve frecuentemente afectada por indicios de procesos de deslizamiento.

3. METODOLOGÍA

El inventario desarrollado cuenta con 40 campos de información agrupados en seis bloques: (1) fuente de información, (2) datos temporales, (3) datos espaciales, (4) tipo de proceso, (5) factores causantes, y (6) daños y costes generados (Tabla 1). Se han incluido tres campos de información dedicados a evaluar la fiabilidad espacial y temporal de los registros recopilados en función de los datos disponibles y basándose en los criterios planteados por Valenzuela *et al*. (2017). Para la recopilación de registros se considera: (1) la revisión de las hemerotecas de la prensa regional y local desde 1990, (2) la revisión de informes técnicos y alertas emitidas por diferentes entidades, y (3) la recopilación de datos por parte de los técnicos y trabajadores del Parque Nacional Picos de Europa, con quien se ha establecido una colaboración. Las palabras clave empleadas para las búsquedas en las hemerotecas han sido: argayo, caída de rocas, desprendimiento, deslizamiento, corrimiento, derrumbe, hundimiento, grieta, socavón, movimiento, avalancha y alud.

Tabla 1. Campos del inventario: fuentes de información (1 a 7), datos temporales (8 a 13), datos espaciales (14 a 21), tipo de proceso (22 a 24), factores causantes (25 a 32) y daños y costes generados (33 a 40).
Table 1. Inventory fields: data sources (1 to 7), temporal data (8 to 13), spatial data (14 to 21), type of process (22 to 24), causative factor (25 to 32) and damage and costs caused (33 to 40).

Nº	Nombre del campo	Tipo
1	Nº de ficha	Numérico
2	Nº de noticia/informe	Numérico
3	Nº ID de la inestabilidad	Numérico
4	Tipo de fuente	Texto
5	Fuente	Texto
6	Dirección URL	Texto
7	Información gráfica	Sí/No
8	Fecha de la noticia/informe	Fecha
9	Fecha de la inestabilidad	Fecha
10	Año de la inestabilidad	Numérico
11	Mes de la inestabilidad	Numérico
12	Referencia literal de la info. temporal	Texto
13	Fiabilidad temporal	Numérico
14	Provincia	Texto
15	Datum	Texto
16	Coordenadas X	Numérico
17	Coordenadas Y	Numérico
18	Huso	Numérico
19	Referencia literal de la info. espacial	Texto
20	Fiabilidad espacial	Numérico
21	Fiabilidad espacial y temporal	Numérico
22	Tipo de proceso de gravedad	Texto
23	Tipo de inestabilidad del terreno	Texto
24	Referencia literal tipo de inestabilidad	Texto
25	Causa natural	Sí/No
26	Evento causado por lluvia	Sí/No
27	Evento causado por viento	Sí/No
28	Evento causado por oscilac. térmica	Sí/No
29	Evento causado por deshielo	Sí/No
30	Referencia literal a causa natural	Texto
31	Causa antrópica	Sí/No
32	Referencia literal a causa antrópica	Texto
33	Evento que genera daños personales	Sí/No
34	Evento que genera fallecidos	Sí/No
35	Referencia literal a daños personales	Texto
36	Corte de la senda	Sí/No
37	Daños en la senda	Sí/No
38	Daños en el canal	Sí/No
39	Referencia literal a daños materiales	Texto
40	Referencia literal a costes de reparación	Texto

4. RESULTADOS

En la actualidad el inventario incluye 46 registros correspondientes a 30 eventos gravitacionales individuales (Figura 1). El 82% de los datos recopilados proceden de archivos de prensa, mientras que un 18% proceden de informes de la empresa REPSOL S.A. y alertas emitidas por la dirección del Parque Nacional y Protección Civil de Asturias.

En el aspecto temporal, 29 de los eventos registrados se han producido en el periodo 2001-2024 (1,2 inestabilidades/año), mientras que solo uno se ha producido con anterioridad a este lapso temporal. Los eventos se distribuyen a lo largo de todo el año, si bien febrero es el mes con mayor número de registros.



Figura 1. Inestabilidades de ladera registradas a lo largo de la Ruta del Cares - Parque Nacional Picos de Europa (fuente de la foto aérea: Google Earth Pro).
Figure 1. Landslides registered along the Cares route - Picos de Europa National Park (aerial photo source: Google Earth Pro).

Con respecto a la situación espacial, 23 de los eventos han tenido lugar en el tramo asturiano de la senda, mientras que 7 se han producido en el sector leonés. La evaluación de la fiabilidad espacial y temporal de la información recopilada indica que 17 de los eventos registrados han sido localizados en su fecha exacta de ocurrencia, 8 en su lugar exacto y 6 presentan la máxima fiabilidad tanto espacial como temporal.

La mayor parte de los eventos corresponden a desprendimientos de rocas (21 inestabilidades), mientras que 1 corresponde a un deslizamiento, 2 a flujos, otros 4 a aludes y 2 más no han podido ser clasificados por falta de datos. Según las fuentes consultadas, la lluvia es el factor desencadenante más citado, si bien en noticias puntuales se indican otros factores naturales, como la oscilación térmica o el deshielo, y antrópicos, como la rotura del canal y la presencia de ganado en la zona.

Con respecto a las afecciones generadas por las inestabilidades, en 20 casos la senda se ha visto afectada, y en otros 5 se han producido daños en el canal. Así mismo, 13 de los eventos registrados han causado daños personales a usuarios de la senda, llegando a causar su muerte en 3 casos.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La prensa constituye la principal fuente de información para obtener datos sobre eventos de inestabilidad de ladera en la senda del Cares. Aunque el número de registros recopilados es aún reducido, el análisis revela que el 57% de estos han podido ser localizados en su fecha exacta de ocurrencia, lo que permitirá su correlación con datos meteorológicos para cuantificar la influencia de diferentes factores, como lluvia, viento u oscilación térmica, en su desencadenamiento. El número de eventos con datos exactos sobre su localización espacial es menor, aunque se espera que la colaboración de los guardas y técnicos del Parque Nacional en la interpretación de los datos recopilados (especialmente la información gráfica) y en el registro de nuevos eventos permita aumentar el número de inestabilidades localizadas con exactitud espacial. Dichos registros permitirán localizar puntos especialmente afectados por los procesos de ladera a lo largo de la senda y centrar el foco de estudios futuros.

Las descripciones sobre el tipo de inestabilidad que se extraen de los archivos de prensa y los informes o alertas tienen una validez limitada, debido a la habitual falta de experiencia del informante en el ámbito geomorfológico. No obstante, la información gráfica disponible y algunas descripciones sirven para estimar el tipo de procesos gravitacionales más frecuentes en el entorno de estudio. El análisis de los datos recopilados señala a los procesos de caída de

rocas como los más habituales, aunque también se han detectado relevantes eventos de flujo de derrubios, como los ocurridos en octubre de 2005 en la Riega de Xaigu (Asturias) y noviembre de 2010 en la zona de Culiembro (León).

La mayor parte de los registros recopilados hacen referencia a eventos que han generado daños materiales en la senda o el canal (desde cortes hasta daños estructurales más graves) o daños personales a los usuarios de la ruta. Este hecho, que resulta habitual al utilizar la prensa y los informes técnicos y alertas como fuente de información, implica un sesgo relevante en el presente inventario, que no incluye registros relativos a eventos de menor magnitud que no generan grandes afecciones. La colaboración establecida con el personal del Parque Nacional busca reducir el citado sesgo para lograr un inventario más representativo de la dinámica de laderas en el área de estudio.

A la vista de los datos obtenidos hasta la fecha, se considera que el inventario constituye una herramienta potencialmente útil en el estudio de los procesos de ladera en la Ruta del Cares, permitiendo una caracterización del macizo rocoso (litología, estructura, fracturación, alteración) en los sectores más susceptibles ante dichos procesos de ladera y facilitando la gestión del riesgo por parte de la dirección del Parque Nacional Picos de Europa. Por ello, se estima relevante la actualización periódica de dicho inventario mediante la prospección de diversas fuentes bibliográficas, la fotointerpretación, el trabajo de campo y la colaboración con diversas entidades presentes en la zona de estudio (Parque Nacional Picos de Europa, Protección Civil, REPSOL S.A.).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es financiado por el Proyecto “Sensibilización ante los procesos de ladera y mejora de la seguridad en sendas de montaña de los Parques Nacionales: propuesta de innovación para la autoprotección y educación ambiental – SAFETRACK” mediante la convocatoria de Ayuda a Proyectos de Investigación de la Universidad de León, por el Proyecto HYPERLANDFORM (PID2023-150229OB-I00), del MICIU/AEI/10.13039/501100011033 y por FEDER, UE. Los autores agradecen la colaboración prestada por la dirección del Parque Nacional Picos de Europa, Protección Civil de Asturias, la empresa REPSOL S.A. y el periódico La Nueva España.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Álvarez García, L. (2016). Zonificación y evaluación de la peligrosidad por procesos de ladera en la Ruta del Cares. *Trabajo Fin de Master*, Universidad de Oviedo. 87 pp.

Brandolini, P., Faccini, F. y Piccazzo, M. (2006). Geomorphological hazard and tourist vulnerability along Portofino Park trails (Italy). *Natural Hazards and Earth Systema Sciences*, 6, 563-571.

Domínguez-Cuesta, M.J., Álvarez García, L., Meléndez Asensio, M. (2016). Procesos de inestabilidad de laderas en la Ruta del Cares, PN Picos de Europa. En: Morales González, J.A. (Ed.): *IX Congreso Geológico de España, Geo-Temas*, 16, 601-604. ISSN 1576-5172.

Organismo Autónomo de Parques Nacionales - OAPN. (2022). *Visitantes en la Red de Parques Nacionales. Organismo Autónomo de Parques Nacionales*. Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico. 9 pp.

Valenzuela, P., Domínguez-Cuesta, M.J., Mora García, M.A., Jiménez-Sánchez, M. 2017. A spatio-temporal landslide inventory for the NW of Spain: BAPA database. *Geomorphology*, 293, 11-23.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 337-340. ISBN: 978-84-10345-81-2

LA RIADA DE OCTUBRE DE 2024 EN VALENCIA EN EL MARCO DE LAS EVIDENCIAS HISTÓRICAS Y LAS PALEOINUNDACIONES

Analysis of the October 2024 flood in Valencia within the framework of historical evidence and palaeoflood records

Gerardo Benito[1], Juan A. Ballesteros Cánovas[1], Tamir Grodek[1,2], Alberto Muñoz-Torrero[1], Hilal Okur[1,3], Alicia Medialdea[4], María J. Machado[1], Francesca Segura-Beltrán[5]

1. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Serrano 115 bis, 28006 Madrid. benito@mncn.csic.es
2. The Hebrew University of Jerusalem, Mt. Scopus, Jerusalem 91905, Israel.
3. Gebze Technical University, Institute of Earth and Marine Sciences, Gebze, Turkey.
4. Centro Nacional de Investigación sobre Evolución Humana (CENIEH), Burgos.
5. Departament de Geografia, Universitat de València, Valencia.

Abstract: In October 29th 2024, a high-level cold depression (DANA) triggered catastrophic flooding in inland Valencia, with over 700 mm of rainfall and peak flow reaching more than 2300 m³/s at Rambla del Poyo gauge station. This surpassed previous instrumental flood records from 2000 and 2015. Historical records show 20 major floods since 1677, with sedimentary evidence revealing multiple significant palaeofloods. Discharge estimates from these past events were comparable to 2024 levels. The study highlights natural climate variability's role, while also noting potential intensification due to climate change and urbanization. Understanding past flood patterns is essential for predicting and managing future extreme events in a warming climate.

Palabras clave: DANA 2024, Rambla del Poyo, paleoinundaciones, inundaciones históricas.
Keywords: October 2024 flood, Rambla del Poyo, palaeofloods, historical floods.

1. INTRODUCCIÓN

El 29 octubre de 2024, la Comunitat Valenciana sufrió unas devastadoras inundaciones provocadas por un sistema convectivo de mesoescala relacionado con una depresión aislada en altura (DANA). En Turís (Valencia), las precipitaciones alcanzaron una intensidad de 185 mm en una hora, con una acumulación diaria de 771 l/m².

Esta inundación se encuentra entre los desastres naturales recientes más devastadores, con un saldo de 228 muertos y pérdidas económicas que superan los 17,000 millones de euros. La estación del SAIH de la Demarcación Hidrológica del Júcar registró un caudal de 2282 m³/s en la Rambla del Poyo (384 km²) antes de que se perdiera el sensor de nivel. Durante el mismo episodio, el río Magro a la entrada del embalse de la Forata (con una cuenca hidrográfica de 1014 km²) registró un caudal de 2017 m³/s, superando la capacidad de diseño de la presa, que es de 1334 m³/s. Estas cifras son aún preliminares, pero es evidente que la magnitud de estas crecidas se aproxima al límite superior del caudal máximo de la envolvente regional que se puede registrar para un determinado tamaño de cuenca.

Uno de los principales desafíos para los gestores del riesgo de inundaciones es comprender la recurrencia de eventos extremos como los registrados recientemente. Aunque existen evidencias documentales que demuestran la ocurrencia histórica de inundaciones con importantes repercusiones socioeconómicas en esta misma región, la cuantificación precisa de la magnitud de estos eventos pasados continúa siendo una tarea compleja. Este estudio presenta los resultados preliminares de las investigaciones paleohidrológicas que se están llevando a cabo en las zonas afectadas por la DANA de octubre de 2024. El objetivo principal es aportar una visión más robusta y a largo plazo sobre la frecuencia y magnitud de las inundaciones en la región.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La Rambla del Poyo es un arroyo efímero que nace en la Sierra de Chiva (1.020 m sobre el nivel del mar) y desemboca en la Albufera de Valencia (Figura 1), una laguna costera

(Camarasa, 1995). Históricamente, funcionaba como un arroyo con un abanico aluvial, ya que su cauce se disipaba gradualmente al llegar al terreno más llano del Pla de Quart. En esta zona llana, el Barranc de Pelos, el Barranc del Gallego y el Barranc del Poçalet también convergen para formar humedales efímeros conocidos como Les Basses. En el siglo XVIII, después de varias inundaciones extremas, la Rambla del Poyo y el Barranc del Gallego se conectaron artificialmente con el Barranc de l'Horteta para formar el Barranc de Torrent, que desemboca en la Albufera. Esto se hizo para evitar que las aguas de las riadas se dispersaran hacia el río Turia, donde históricamente causaban importantes daños en la ciudad de Valencia.

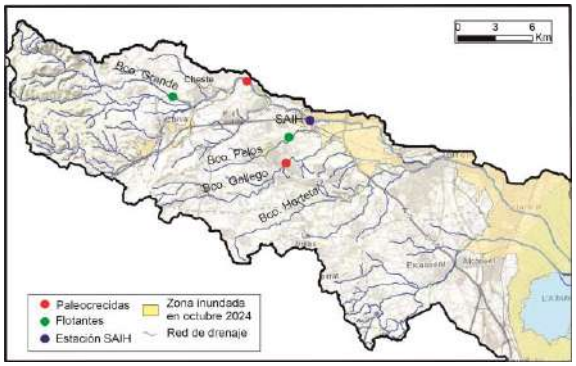


Figura 1. Cuenca de la Rambla del Poyo y localización de los tramos estudiados.
Figure 1. Rambla del Poyo catchment and studied sites. Flooded area in 2024 after the Generalitat Valenciana.

Los estudios de campo se centraron en los tramos donde las aguas de las riadas han quedado confinadas por las paredes del valle. En estos tramos se ha realizado una exploración exhaustiva para la identificación de sedimentos de paleoinundaciones, y la toma de datos de flotantes para la estimación de caudal de la inundación de 2024. Los registros de paleoinundaciones se han identificado principalmente en la Rambla del Poyo y Barranc del Gallego. En el Barranc de Pelos y Barranc de l'Horteta la intensa alteración de los bancos por la acción humana ha dificultado la preservación de registros continuos de inundación.

3. METODOLOGÍA

Los registros histórico-documentales sobre inundaciones se recopilaron a partir de fuentes indirectas, como crónicas locales y relatos publicados relacionados con localidades como Chiva, Alaquàs y Catarroja. Igualmente, se revisaron informes técnicos del Catálogo Nacional de Inundaciones Históricas, y del Sistema Nacional de Inundaciones.

El registro de paleoinundaciones se reconstruyó a partir de sedimentos depositados en zonas de remanso, principalmente en bancos, cavidades y abrigos en roca, donde se levantaron perfiles estratigráficos detallados. Los niveles de inundaciones individuales se están datando utilizando una combinación de técnicas de radiocarbono (AMS) y luminiscencia ópticamente estimulada (OSL). Los contactos superiores de estos niveles sedimentarios se han interpretado como indicadores del calado mínimo de inundación.

Los caudales de inundación correspondientes a estos niveles de agua inferidos se estimaron utilizando el modelo hidráulico HEC-RAS 2D, basado en un modelo digital del terreno (DTM) de alta resolución derivado de vuelos de dron con sensor LiDAR o fotogrametría. La toma de datos topográficos y altimétricos en los tramos de estudio se han realizado con un GPS diferencial, localizando los perfiles estratigráficos e identificando las marcas de agua alta de la inundación de 2024. Además, en 2022 se completó un estudio topográfico detallado del puente ferroviario, que abarca los pilares, los estribos y el tablero en el tramo estudiado de la Rambla del Poyo. En base a fotografías antiguas tomadas durante la reparación del puente de ferrocarril a mediados del siglo XX, se ha podido estimar una incisión del lecho aluvial de 1.5 m. En el MDT utilizado en la modelización hidráulica se ha identificado la extensión del lecho aluvial a partir de la fotografía de 1957, elevando en 1.5 m las cotas de este tramo.

4. RESULTADOS

Instrumental record

La estación de aforos de la Rambla del Poyo (SAIH) está situada cerca del puente de la A3 y lleva en funcionamiento desde el año 2000. Las crecidas más significativas registradas se produjeron en octubre de 2000 (527 m^3/s) y marzo de 2015 (140 m^3/s). Durante el mes de octubre de 2024, la estación de medición estuvo operativa hasta las 18:55 h, registrando un caudal de 2283 m^3/s. Es probable que la crecida de 2024 superara este caudal, que algunos modelos realizados muestran valores de, al menos, 2400 m^3/s en la estación SAIH.

Registro histórico

La recopilación de las inundaciones históricas ocurridas en la región estudiada se obtuvo principalmente de informes científicos y técnicos, libros de historia local y recopilaciones no sistemáticas de los historiadores Cavanilles (1795-1797) y Fontana Tarrats (1978), y de las recopilaciones de inundaciones históricas de Alberola (2005), Perez y Faus Prieto (1990), y Faus Prieto (1999), entre otros. Las inundaciones históricas recopiladas comprenden un total de 20 eventos producidos desde 1677 EC. Las inundaciones más catastróficas con graves daños y víctimas humanas se produjeron en septiembre de 1677, octubre de 1776, noviembre de 1897, octubre de 1949, octubre de 2024. La distribución temporal de las inundaciones muestra una acumulación mayor del número de eventos concentrados en la segunda mitad del siglo XVIII y del siglo XIX.



Figura 2. Sedimentos de paleoinundaciones en el perfil Terraza de la Rambla del Poyo aguas abajo de Cheste.
Figure 2. Slackwater flood deposits in the Terraza site of the Rambla del Poyo downstream Cheste.

Registro de paleoinundaciones

El tramo estudiado en la Rambla del Poyo se localiza aguas arriba del circuito de Cheste, entre los dos puentes del ferrocarril que cruzan la Rambla. El valle del río está confinado en un sustrato de caliza y conglomerado con un lecho aluvial. Aquí se han identificado cuatro perfiles sedimentarios, tres localizados en bancos aluviales y uno en el interior de una cavidad formada en la caliza. Esta pequeña cueva se sitúa a unos 3 m por encima del cauce y contiene evidencias de al menos tres niveles de arenas de inundación intercalados con sedimentos limo-margosos y cantos angulosos provenientes del techo de la cavidad. Las dataciones de radiocarbono realizadas en restos de carbón vegetal y semillas muestran una edad post-bomba, y se ajustan en su calibración con inundaciones producidas en 1957, 1989 y 2000. El modelo hidráulico muestra que la altura de esta cavidad, y por tanto de estas inundaciones, se asocian a caudales mínimos de 500 m^3/s.

A 50 m aguas arriba se localiza un banco aluvial que contiene al menos siete unidades de inundación formadas por arena fina y limo, con láminas de arcilla en los contactos (Figura 2). Las últimas cinco inundaciones se depositaron durante los últimos 210 años, según dos dataciones por luminiscencia de 0,21 ± 0,01 y 0,18 ± 0,02 ka. Las estimaciones de caudal de estas paleoinundaciones muestran que superaron los 1650 m^3/s y la mayor de ellas alcanzó los 2045 m^3/s. Los flotantes de la inundación de 2024 alcanzan el límite de este banco aluvial y, por tanto, la magnitud de estas paleoinundaciones sería de un orden similar a la registrada en la DANA.

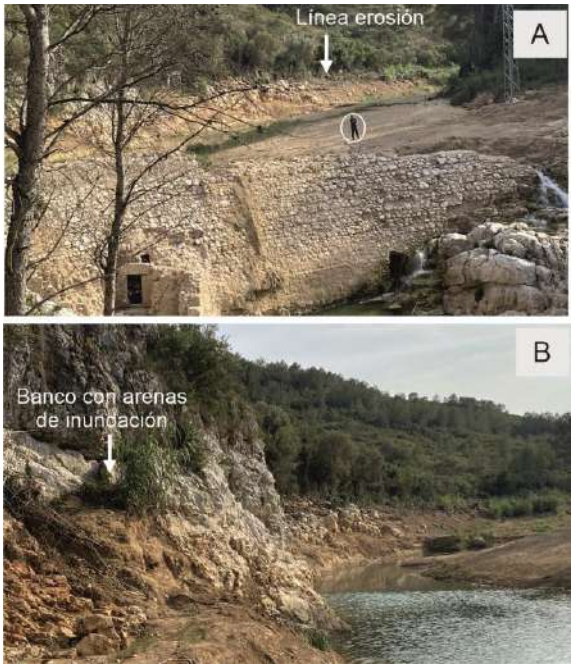


Figura 3. A: Presa del Barranc de Gallego en Calicanto, después de la riada de 2024. B: Banco con sedimentos de inundación protegidos por un saliente rocoso.
Figure 3. A: Upstream view of the Barranc de Gallego dam in Calicanto after the 2024 flood. B: Bank with flood sediments protected by a rocky outcrop.

En el Barranc del Gallego, los puntos de estudio se encuentran en un cauce confinado por roca caliza, a su paso por la urbanización de Calicanto. En este entorno se ubica una pequeña

presa construida en el siglo XVIII, de la cual se deriva una acequia de riego que bordea la margen derecha del río (Figura 3). Aguas arriba de la presa, se localiza un banco de arenas de inundación, depositado aguas abajo de un saliente rocoso en la ladera. En este banco se han identificado al menos 24 unidades de inundación. Estos niveles tienen espesores de 5-20 cm y están formados por arenas finas y medias, con laminación paralela y *ripples*. Los contactos muestran rasgos de edafización incipiente y bioturbación y pueden contener cantos de ladera.

Se realizaron otros estudios puntuales en el Barranc de l'Horteta y el Barranc de Pelos; sin embargo, la grave alteración humana de las riberas del cauce dificulta la localización de evidencias a largo plazo de paleoinundaciones.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las inundaciones de octubre de 2024 en Valencia han abierto un debate latente sobre el impacto del cambio climático en los fenómenos extremos. Los pocos estudios de atribución realizados hasta ahora se centran principalmente en el análisis de las precipitaciones. Los estudios de atribución sugieren un aumento del 12 % en la probabilidad de que se produzcan fenómenos extremos de este tipo debido a la influencia humana (Faranda *et al.,* 2024). Sin embargo, estas estimaciones se basan en modelos a gran escala con una resolución limitada para los contextos regionales e históricos, lo que introduce incertidumbres significativas (Harrison *et al.,* 2025). El cálculo de la frecuencia hidrológica de estos fenómenos extremos en los ríos efímeros del Mediterráneo es complicado debido a la escasez de datos observacionales. Por ejemplo, la estación de medición de la Rambla del Poyo lleva en funcionamiento desde 2000 (25 años de registros), mientras que los registros documentales y de paleoinundaciones muestran evidencias de múltiples grandes inundaciones, algunas de las cuales depositaron sedimentos con alturas de agua similar a la inundación de 2024. La comprensión de los sistemas geomórficos y de los caudales asociados obtenidos a partir de los archivos documentales y sedimentarios es una herramienta fundamental para la prevención de inundaciones y la adaptación a los riesgos extremos, inducidos o no por el calentamiento climático.

El análisis histórico muestra una elevada irregularidad de las inundaciones, con concentración de eventos extremos en determinados periodos (finales del siglo XVIII y XIX) coincidentes con una elevada irregularidad hidroclimática (oscilación de Maldà y fase terminal de la Pequeña Edad del Hielo). En este contexto ocurrieron los eventos extremos de 1776, 1783, 1884, 1897 y 1904. De acuerdo a los registros sedimentarios obtenidos en la Rambla del Poyo cerca de Cheste, algunas de estas inundaciones alcanzaron una magnitud de orden similar a la DANA de 2024. Por tanto, la recurrencia de un extremo como el ocurrido en 2024 se explica por la variabilidad natural del clima. Una vez constatado que esta inundación tiene precedentes en el pasado, queda por determinar su frecuencia. El análisis preliminar de frecuencia de inundaciones muestra que el evento de 2024 podría estar asociado a periodos de retorno de entre 100 y 250 años, aunque conviene tener cautela hasta tener resultados definitivos. Este trabajo demuestra que los datos geomorfológicos pueden aportar nuevos conocimientos sobre el diseño hidrológico y las medidas de determinación de la peligrosidad y la adaptación al riesgo, basándose en la cuantificación de evidencias reales del pasado.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido desarrollada dentro del proyecto "Impacto del cambio climático en las inundaciones" financiado por la a Dirección General del Agua (DGA) del MITERD (Subvenciones MNCN-CSIC 20223TE002 y 20233TE011) del Ministerio para la Transición Ecológica. Este artículo es una contribución del Laboratorio de Hidrología y Cambio Climático (floodsresearch.com).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alberola, A. (2005). Sequía lluvias torrenciales y transporte fluvial de madera: Las avenidas del Río Turia del otoño de 1775. *Revista de Historia Moderna* 23, 49-74.

Camarasa, A. (1995). *Génesis de crecidas en pequeñas cuencas semiáridas: Barranc de Carraixet y Rambla de Poyo.* Confederación Hidrográfica del Júcar, 252 pp.

Cavanilles, A.J. (1745-1804). *Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, Población y Frutos del Reyno de Valencia*, Imprenta Real, Madrid, 1795, 2 Tomos.

Faranda, D., Alvarez-Castro, M.C., Ginesta, M., Coppola, E. y Pons, F. (2024). Heavy precipitations in October 2024 South-eastern Spain DANA mostly strengthened by Human-driven Climate Change. https://doi.org/10.5281/zenodo. 14052042. In I. P. S. L. *ClimaMeter, CNRS (Ed.). Zenodo*.

Faus Prieto A. (1999). La ciudad de Valencia ante las riadas del Turia de 1776. *Cuadernos de Geografía*, 65-66, 123-142, Valencia.

Fontana Tarrats, J.M. (1978). Historia del clima en el litoral mediterráneo: Reino de Valencia más provincia de Murcia. Unpublished report, Xávea.

Harrison, S., Macklin, M.G., Toonen, W.H.J., Benito, G. y Cohen, K.M. (2025). Robust climate attribution of modern floods needs palaeoflood science. *Climatic Change*, 178(4), 71.

Pérez, T. y Faus Prieto, A. (1990) La inundación del Turia de 1731. Narración histórica e interpretación geográfica. *Quaderns d'Investigació d'Alaquàs*, IX, pp15-29.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 341-344. ISBN: 978-84-10345-81-2

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS EN LA GUÍA METODOLÓGICA DE RECOMENDACIONES PARA LA REALIZACIÓN DE ESTUDIOS E INFORMES DE INUNDACIONES EN PROYECTOS DE VERTEDEROS

Geomorphological elements of the methodological guide of recommendations for flood studies and reports for the waste landfill projects

Andrés Díez Herrero[1], Miguel Llorente Isidro[1], Ana Lucía Vela[1], Rayco Marrero Díaz[2], Joaquín Mulas de la Peña[1], María Ángeles Perucha Atienza[1], Daniel Vázquez Tarrío[1], Mario Hernández Ruiz[1] y Rosa María Mateos Ruiz[1,3]

1. Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), Sede Central, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid (Comunidad de Madrid); andres.diez@igme.es
2. Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC). Unidad Territorial de Las Palmas de Gran Canaria, Calle Alonso Alvarado 43, 2ºA, 35003 Las Palmas de Gran Canaria (Islas Canarias).
3. Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC). Unidad Territorial de Granada, Urb. Alcázar del Genil, 4-Edif. Zulema, Bajo y 1ºC, 18006 Granada (Granada).

Abstract: By July 7 a nationwide regulation (RD 646/2020) had entered into force. Among other provisions, it requires that the location of new landfills must consider hazards such as earthquakes, flooding, subsidence, landslides, and avalanches. Concerning such provisions, the Spanish Ministry of Ecological Transition (MITERD) has published a series of methodological guidelines recommending the minimum content of these hazard studies. Here we present and discuss the geomorphological aspects within the flood hazard guidelines.

Palabras clave: vertedero, riesgo, inundación, guía metodológica, informe.
Keywords: waste landfill, risk, flooding, methodological guide, report.

1. MARCO NORMATIVO

El Boletín Oficial del Estado (BOE) del miércoles 8 de julio de 2020 publicó el Real Decreto 646/2020, de 7 de julio, por el que se regula la eliminación de residuos mediante depósito en vertedero. Este real decreto responde a la necesidad de recoger la experiencia jurídica y técnica acumulada sobre la gestión de los residuos mediante depósito en vertederos en nuestro país, además de desarrollar y aplicar la Ley 22/2011, de 28 de julio, y de transponer la Directiva (UE) 2018/850 del Parlamento Europeo y del Consejo, de 30 de mayo de 2018. Para ello, el real decreto consta de diecinueve artículos distribuidos en siete capítulos, dos disposiciones adicionales, una transitoria, una derogatoria y cinco disposiciones finales. Se completa con siete anexos.

El Anexo I del real decreto desarrolla los requisitos generales para todas las clases de vertederos, en términos de: 1, Ubicación; 2, Control de aguas y gestión de lixiviados; 3, Protección del suelo y de las aguas; 4, Control de gases; 5, Molestias y riesgos; 6, Estabilidad; 7, Cerramientos; 8, Almacenamiento temporal de mercurio metálico.

A su vez, el primero de los apartados del Anexo I, referido a la ubicación, indica que para la ubicación de un vertedero deberán tomarse en consideración los requisitos siguientes:

a) Las distancias entre el límite del vertedero y las zonas residenciales y recreativas, vías fluviales, masas de agua y otras zonas agrícolas o urbanas.

b) La existencia de aguas subterráneas, aguas costeras o reservas naturales en la zona.

c) Las condiciones geológicas, hidrológicas e hidrogeológicas de la zona.

d) El riesgo sísmico, de inundaciones, hundimientos, corrimientos de tierras o aludes en el emplazamiento del vertedero.

e) La protección del patrimonio natural o cultural de la zona.

Asimismo, la ubicación de un vertedero queda sujeta a un informe preceptivo no vinculante del Instituto Geológico y Minero de España que evalúe conjuntamente si en la documentación del proyecto del vertedero se han tenido en cuenta de manera apropiada los requisitos anteriores.

El vertedero solo podría ser autorizado por el órgano ambiental competente si las características del emplazamiento con respecto a los requisitos mencionados, o las medidas correctoras que se tomen, indican que aquel no planteará ningún riesgo grave para el medio ambiente.

Tras tres años de vigencia del real decreto, el Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico (MITERD) consideró oportuno publicar en su página web una nota aclaratoria del alcance de los estudios e informes de los requisitos de ubicación (MITERD, 2023a). Paralelamente, publicó en la web una guía metodológica con recomendaciones de contenidos mínimos de estos estudios, desde las fuentes de información disponibles, las técnicas y métodos a utilizar, y los resultados y productos a presentar (MITERD, 2023b).

El presente trabajo recoge los aspectos geomorfológicos que contiene una de esas guías metodológicas de recomendaciones, la que analiza las inundaciones en relación con el proyecto de vertedero, con un doble objetivo: dar difusión y publicidad a la existencia de la guía y resaltar la importancia de los estudios geomorfológicos en este tipo de informes técnicos.

2. ESTRUCTURA Y CONTENIDOS DE LA GUÍA DE INUNDACIONES

La "Guía metodológica para la realización de estudios sobre la adecuación de la ubicación natural de un proyecto de vertedero de residuos (Anexo I del RD 646/2020, de 7 de julio)" incluye un apartado III, "Análisis de la susceptibilidad a las inundaciones fluviales en el emplazamiento natural de los vertederos". Este apartado de la guía consta de seis páginas, estructuradas en tres subapartados: 1, Conceptos principales; 2, Metodología; y 3 Bibliografía recomendada.

Los dos primeros subapartados incluyen alusiones y referencias a la necesidad de incorporar estudios geomorfológicos en las distintas fases del estudio de la susceptibilidad a las inundaciones fluviales que puedan afectar al emplazamiento natural de la ubicación del vertedero. Entre los aspectos geomorfológicos que se recomienda incorporar al estudio están:

Trabajo de campo y realización del mapa inventario de evidencias de inundaciones pretéritas.

El análisis de la inundabilidad o susceptibilidad a ser inundado el territorio en el que se ubica el vertedero, utilizando métodos geológicos y geomorfológicos.

Análisis por métodos paleohidrológicos, tanto de geomorfología y sedimentología de formas y depósitos de paleoinundaciones, como de dendrocronología y liquenometría de evidencias botánicas (siempre que haya este tipo de información disponible).

3. ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS EN LA GUÍA DE INUNDACIONES

Concepto de inundaciones fluviales, su susceptibilidad y peligrosidad

Para la evaluación de las inundaciones fluviales se incluirán todos aquellos fenómenos, procesos y acciones naturales que pueden ser consecuencia de ellas (Díez-Herrero y García Rodríguez, 2016). En particular, se considerarán, como mínimo y siempre que proceda, los siguientes aspectos:

Anegamiento de cauces durante avenidas y crecidas: comprende la ocupación de sectores del cauce, márgenes y riberas por aumentos súbitos o lentos del caudal circulante o de la altura de lámina de agua.

Desbordamiento de corrientes fluviales: ocupando sectores de la llanura de inundación y riberas, bien en conexión con la corriente o debido a cambios en el patrón y trazado por ensanchamiento, incisión, extensiones, traslaciones, rotaciones, bifurcaciones o avulsiones del canal o cauce fluvial.

Acciones fluviales asociadas a la inundación: concentración de erosión, transporte o sedimentación-deposición de materiales detríticos (inorgánicos u orgánicos) asociados a la inundación.

Procesos geológicos asociados a la inundación: otros procesos que derivan de la inundación (durante o después del anegamiento), como movimientos del terreno en las márgenes (escarpes de bancos de orilla) y riberas, reactivación de la karstificación, expansividad de arcillas, sufusión subsuperficial (*piping*), etc.

Fuentes de datos geomorfológicas para el estudio de las inundaciones

El promotor del vertedero deberá realizar un análisis de información previa existente sobre la ubicación del vertedero y su entorno, incluyendo la cuenca hidrográfica completa drenante a ese lugar. Esta información puede incluir bases de datos, inventarios, cartografías, imágenes,

visores, publicaciones científicas, informes, prensa, archivos locales, encuestas a la población, así como cualquier otra información disponible sobre la zona y la temática. Entre ellas, algunas geológicas y geomorfológicas de ámbito estatal como:

GEODE: Cartografía geológica digital continua a escala 1:50.000.

Mapas geomorfológicos a escala 1: 50.000 y mapas geomorfológicos y de procesos activos a escala 1:50.000.

Además de la información autonómica, provincial, comarcal, municipal o local; destacando a título de ejemplo la que ofrece el *Institut Cartogràfic i Geológic de Catalunya* (ICGC) sobre la temática en su web:

Cartografía de riesgos geológicos (Mapa para la prevención de riesgos geológicos de Cataluña).

Visor de riesgos geológicos (*riscos geologics*).

Criterios básicos para la realización de estudios de identificación de riesgos geológicos (Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, 2017).

Trabajos de campo para elaboración del mapa e inventario de inundaciones pretéritas

La guía especifica que el trabajo de campo ha de ser de carácter experto y lo más exhaustivo posible, tanto en el propio emplazamiento del vertedero como en su entorno, así como en la cuenca hidrográfica-hidrológica de la corriente o corrientes fluviales implicadas en la inundabilidad, y debe contemplar:

La identificación *in situ* de las evidencias naturales, actuales y antiguas, de las diferentes acciones, procesos y fenómenos asociados a la inundación. Para ello es muy importante apoyarse en el trabajo previo en gabinete que incluya la interpretación mediante estereoscopía de las fotografías aéreas verticales de la zona, tomando como referencia el vuelo americano B (1955-1957; siempre que esté disponible y sea adecuado) y otras anteriores y posteriores a escalas detalladas; y finalizando por ortoimágenes recientes.

La identificación de los rasgos geológicos/geomorfológicos asociados a la inundación que hayan dejado evidencias de actividad fluvial en el paisaje, por ejemplo: marcas erosivas en el lecho, márgenes y llanura de inundación; depósitos de desbordamiento, barras, diques naturales, lóbulos de derrame, cintas arenosas y zonas encharcadas; depósitos de elementos flotantes naturales y artificiales; meandros abandonados, canales de crecida y puntos de avulsión, u otras evidencias. Ver inventario y clasificación detallada con ejemplos en los apartados 5.2 (Observaciones en el cauce) y 5.3 (Observaciones en las márgenes) de la guía metodológica del SNCZI (Sánchez y Lastra, 2011).

Es muy recomendable en este apartado consultar a los habitantes y vecinos de las cercanías, así como a los ayuntamientos del municipio donde se ubica el vertedero, para identificar posibles efectos de inundaciones previas y zonas problemáticas con daños.

Este trabajo de campo debe permitir hacer un primer diagnóstico de la posible incidencia de las inundaciones en el emplazamiento del vertedero y su entorno, así como valorar la necesidad de trabajos complementarios en campo (p.ej. trincheras en depósitos de paleoinundación, estudios geofísicos de los depósitos, batimetrías de zonas de incisión u otros) y laboratorio.

El trabajo de campo dará lugar a un mapa inventario de evidencias de inundaciones del pasado, que debe realizarse teniendo en cuenta también la documentación previamente consultada. Debe mostrar la situación y la extensión de las acciones, procesos y fenómenos que tienen lugar, ya sean antiguos o recientes, activos o inactivos, así como los principales rasgos geológicos/geomorfológicos identificados (facetas, elementos y unidades geomorfológicas). La leyenda debe incluir la tipología de los procesos identificados, así como los rasgos geomorfológicos relacionados y, con carácter general, cualquier otro símbolo utilizado (Suárez *et al*., 2005). Ver al respecto el apartado 5.4 (Representación cartográfica) de la guía metodológica del SNCZI.

La escala del mapa inventario debe ser igual o superior (más detallado) a 1:5.000, con el vertedero centrado en el mapa y bien identificado; considerando un tramo suficientemente representativo de la corriente fluvial aguas arriba y aguas abajo. Debe estar disponible en formatos GIS comerciales o compatibles y su impresión no superará el formato DIN-A3. El mapa debe ser legible, claro, conciso y de fácil interpretación y debe incluir una leyenda de los elementos representados y los elementos accesorios de la cartografía profesional.

Este mapa inventario se puede contrastar con la información que ofrece el Catálogo Nacional de Inundaciones Históricas o con noticias de

medios de comunicación locales, para determinar si alguna de las evidencias inventariadas muestra actividad reciente y se corresponde con una inundación contemporánea.

Análisis de inundabilidad con métodos geomorfológicos

El análisis de la inundabilidad o susceptibilidad a ser inundado el territorio en el que se ubica el vertedero se deberá hacer combinando e integrando los tres grandes grupos de fuentes de información y metodologías de análisis: métodos hidrológicos-hidráulicos, histórico-documentales y geológico-geomorfológicos.

Los métodos geológicos y geomorfológicos permiten transformar el mapa inventario de evidencias de inundaciones pretéritas en un mapa de susceptibilidad de inundación; y la detección de todas las acciones (erosión, transporte, depósito, otros) y fenómenos geológicos asociados a la inundación. Ver al respecto el apartado 6.3 de la guía metodológica del SNCZI (Sánchez y Aparicio, 2018).

Análisis de la información paleohidrológica disponible

De forma adicional, únicamente si existe información publicada disponible o se han localizado en los trabajos de campo, se incluirán los análisis por métodos paleohidrológicos, tanto de geomorfología y sedimentología de formas y depósitos de paleoinundaciones, como de dendrocronología y liquenometría de evidencias botánicas. Ver al respecto el apartado 2.3 de la guía metodológica del IGME (Díez Herrero *et al.*, 2008; Díez Herrero, 2021).

De igual manera, para el estudio hidráulico se tendrá en consideración la posibilidad de cambios en la geometría del cauce, tanto por erosión o sedimentación (lecho móvil), como por avulsiones o cambios bruscos del canal. Asimismo, se considerará el transporte y deposición de sedimento característico del cauce y sus márgenes. Esta apreciación es de especial relevancia en ámbitos con presencia de abanicos aluviales, conos de deyección, derrubios de ladera, áreas con meandros abandonados y en general allí donde las evidencias de campo pongan de relieve la posibilidad de tales cambios en la ubicación del lecho fluvial.

4. CONCLUSIÓN

El apartado de "Análisis de la susceptibilidad a las inundaciones fluviales del emplazamiento natural de los vertederos" de la Guía metodológica publicada por el MITERD en su página web, contiene aspectos geomorfológicos conceptuales, metodológicos y de productos que garantizan un estudio integral del fenómeno de la inundación en la ubicación del vertedero.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al MITERD y en particular a D. Antonio Callaba de Roa, su predisposición para publicar la nota aclaratoria y las guías metodológicas de recomendaciones, que facilitan la labor de los técnicos encargados de la realización de los estudios y de los funcionarios encargados de su revisión e informe.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Díez-Herrero, A., Lain-Huerta, L. y Llorente-Isidro, M. (2008). *Mapas de peligrosidad por avenidas e inundaciones. Guía metodológica para su elaboración*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, 190 págs., Madrid.

Díez-Herrero, A. y García Rodríguez, M. (2016). Riesgos por avenidas e inundaciones. En: Lario, J. y Bardají, T. (Coords.), *Introducción a los Riesgos Geológicos*, 119-152. Editorial UNED, Madrid, 313 pp.

Díez Herrero, A. (2021). Propuesta para superar el paradigma del periodo de retorno en el análisis y mitigación de los riesgos por inundaciones en ríos. En: Thomsen, A., Farinós, J. y Perero, E. (Coords.), *Soluciones ante los riesgos climáticos en ríos y costas*, Informes Conama sobre la defensa del medio natural, CT30, 4.2.7, Fundación Conama, Madrid 165-173.

Ilustre Colegio Oficial de Geólogos (ICOG) (2008). *Riesgos naturales. Guía metodológica para la elaboración de cartografías en España*. 163 p.

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC) (2017). *Criteris per a la realització de l´Estudi d´Identificació de Riscos Geològicos* (ERIG), 7 pp.

MITERD (2023a), Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico, 18/04/2025: https://www.miteco.gob.es/content/dam/miteco/es/calidad-y-evaluacion-ambienal/sgecocir/vertederos/Nota%20alcance%20informe%20IGME%20ubicaci%C3%B3n%20vertederos.pdf

MITERD (2023b), Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico, 18/04/2025: https://www.miteco.gob.es/content/dam/miteco/es/calidad-y-evaluacion-ambiental/sgecocir/vertederos/Guia%20metodologica%20para%20la%20realizacion%20de%20estudios%20de%20ubicacion%20de%20proyectos%20de%20vertederos(definitiva).pdf

Sánchez, F.J. y Lastra, J. (Coords.) (2011). *Guía metodológica para el desarrollo del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables*. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino, Madrid, 349 pp.

Sánchez, F.J. y Aparicio, M. (Coord.) (2018). *Inundaciones y cambio climático*. Ministerio para la Transición Ecológica, Madrid, 105 pp.

Suárez Rodríguez, A., Nozal Martín, F., Salazar Rincón, A. y Martín Serrano, A. (2005). *Mapa geomorfológico de España escala 1:50.000. Guía para su elaboración*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 128 pp.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 345-348. ISBN: 978-84-10345-81-2

GEOMORFOLOGÍA EN EMERGENCIAS POR INUNDACIONES: EL GRUPO DE ASESORAMIENTO EN DESASTRES Y EMERGENCIAS (GADE-CSIC) EN LA RIADA POR LA DANA 2024 EN VALENCIA

Geomorphology in flood emergencies: the Disaster and Emergency Advise Group (GADE-CSIC) during the flash flood by the 2024 cut-off low in Valencia (Spain)

Andrés Díez Herrero[1], Juan Antonio Ballesteros Cánovas[2], Gerardo Benito Ferrández[2], Víctor Castillo Sánchez[3], Julio López Gutiérrez[1], Ana Lucía Vela[1], Raúl Pérez López[4], María Ángeles Perucha Atienza[1], Eduard Puig Montellà[5], Daniel Vázquez Tarrío[1], Juan Carlos García López-Davalillo[4] y Inés Galindo Jiménez[6]

1. Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), Sede Central, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid (Comunidad de Madrid); andres.diez@igme.es
2. Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN-CSIC), Serrano 115bis, 28034 Madrid (Comunidad de Madrid).
3. Centro de Edafología y Biología Aplicada del Segura CEBAS-CSIC), Campus Universitario de Espinardo. Espinardo, 30100 Murcia (Región de Murcia).
4. Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC). Calle La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Comunidad de Madrid).
5. Centro Oceanográfico de Canarias. Instituto Español de Oceanografía (IEO-CSIC), Calle Farola del mar 22, 38180, Santa Cruz de Tenerife (Islas Canarias).
6. Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC). Unidad Territorial de Las Palmas de Gran Canaria, Calle Alonso Alvarado 43, 2ºA, 35003 Las Palmas de Gran Canaria (Islas Canarias).

Abstract: Geomorphological analysis for scientific advising of emergency managers following catastrophic extreme events involving sudden geomorphological changes—such as the October 29, 2024 floods caused by a cut-off low (DANA)—requires immediate action. Almost immediately, on October 30, the Spanish National Research Council (CSIC) activated its scientific advisory protocol for disasters and emergencies, establishing the Disasters and Emergency Advisory Group (GADE). The prompt availability of early satellite imagery enabled GADE's Flood Group to produce a series of mapping products for use by emergency managers. These products notably included estimations of the volume and distribution of alluvial deposits, as well as identification of susceptible areas of harbouring human bodies.

Palabras clave: geomorfología, emergencia, inundación, asesoramiento científico, DANA.
Keywords: geomorphology, emergency, flood, scientific advice, cut-off low.

1. INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO

Las metodologías geomorfológicas para emergencias por inundaciones vienen siendo ensayadas y calibradas, en las últimas décadas, por varios equipos internacionales, como Prenger-Berninghoff *et al*. (2014) u Oliveira *et al*. (2020). Entre ellos, por el personal científico y técnico del Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC) que, junto con la Unidad Militar de Emergencias (UME, Ministerio de Defensa), las ha empleado en ejercicios (de simulacro) de nivel 3 (ámbito estatal; ejercicios Gamma) desde el año 2013 (Gamma Palazuelos) y los sucesivos ejercicios sobre emergencias por inundaciones: Gamma Sur 2016, Gamma Cantabria 2017, Gamma Murcia 2018 y Gamma Aragón 2019. Esta experiencia acumulada permitió desarrollar un completo esquema metodológico, desde las fuentes de datos, a los productos a entregar al gestor de la emergencia (figura 10, página 111; Díez Herrero, 2019).

El martes 29 de octubre de 2024, una situación meteorológica sinóptica de depresión aislada en niveles altos (DANA) en el estrecho de Gibraltar produjo en el sector oriental y meridional de la península Ibérica diversos sistemas de precipitaciones convectivas, como núcleos estacionarios o un tren de tormentas que ocasionó precipitaciones de alta intensidad (185 l/m^2 en 1 hora; 491 l/m^2 en 8 horas) y con acumulaciones diarias extraordinarias (hasta 771

l/m² en 24 h en Turís, Valencia; AEMET, 2024). Estas lluvias torrenciales, superadas las abstracciones iniciales y tras escurrir por laderas y vertientes, desencadenaron avenidas súbitas en ramblas, rieras, arroyos y ríos, con elevadísimos caudales punta (incluso superiores a los 2.282 m^3/s para la rambla del Poyo; CHJ, 2024) en bajos tiempos de concentración (minutos a horas), generando desbordamientos de cauces y canales fluviales y la inundación de las riberas y llanuras y planas aluviales.

Estas avenidas fluviales (riadas) e inundaciones asociadas, con cambios morfológicos en la red fluvial (avulsión, captura, migración, acortamiento o estrangulamiento de meandros) e intensificación de los procesos y acciones fluviales (erosión, transporte y sedimentación) produjeron graves consecuencias socioeconómicas, especialmente en las provincias de Valencia, Albacete, Cuenca y Málaga, donde hubo que lamentar 235 víctimas mortales. Como la emergencia afectó gravemente a varias localidades de la Comunidad Valenciana, se constituyó el Centro de Coordinación Operativa Integrado (CECOPI) y se declaró de nivel 2 (autonómico).

Ante esta situación, a primera hora de la mañana del miércoles 30 de octubre de 2024, el Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC; dependiente del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades) decidió activar su Protocolo de Emergencias y constituir el Grupo de Asesoramiento en Desastres y Emergencias (GADE), para ofrecer asesoramiento científico-técnico a la gestión de la emergencia (CECOPI) y los intervinientes que así lo solicitasen. En apenas unas horas se activó y coordinó a más de un centenar de personas de diferentes institutos, centros y unidades, con capacidades multi- e interdisciplinares, y formación (Sistema Nacional de Protección Civil y Mecanismo Europeo de Protección Civil) y experiencia en actuación en emergencias reales (inundaciones locales nivel 1 en Castilla y León y Castilla-La Mancha; erupciones volcánicas de El Hierro 2011 y La Palma 2021; inundaciones DANA Comunidad de Madrid 2023...) y los citados ejercicios de simulacro nivel 3 con la UME.

Siguiendo el Protocolo de Emergencias del CSIC, los participantes en el GADE se organizaron en equipos de gabinete, operativo, y de gestión; y, dentro del primero, grupos especializados en inundaciones, teledetección, drones, hidrogeología, impactos ambientales, riesgos marinos, infraestructuras, gestión de residuos, etc. En el denominado 'Grupo de Inundaciones' se integró una decena de especialistas en geomorfología fluvial e inundaciones que asesoraron al CECOPI en diferentes aspectos durante los cinco meses que duró el nivel 2 de emergencia de gestión autonómica.

El objetivo de este trabajo es recoger, de forma resumida, algunos de los estudios e informes de asesoramiento generados por este Grupo de Inundaciones, adaptando fuentes de datos y métodos geomorfológicos a los tiempos de reacción, plazos de realización y requerimientos de una emergencia nivel 2 con más de dos centenares de víctimas mortales y centenares de miles de personas afectadas.

2. ESTUDIOS E INFORMES DE ASESORAMIENTO CIENTÍFICO

Delimitación del área afectada por la inundación

Uno de los primeros retos fue ofrecer a los gestores de la emergencia una cartografía fiable y precisa de la zona afectada por la inundación, para disponer espacialmente los medios y recursos y priorizar zonas de actuación.

Para ello, el Grupo de Inundaciones del GADE-CSIC procedió a la descarga y tratamiento de las primeras imágenes satelitales disponibles tras el evento (LANDSAT 8, Pleiades, Sentinel), generando distintos productos cartográficos que fueron puestos a disposición del CECOPI.

Estimación del volumen y distribución espacial de los depósitos aluviales

Otra de las preocupaciones prioritarias del CECOPI fue hacer una estimación del volumen total de lodos y depósitos detríticos sedimentados por la riada; y la distribución de espesores en las diferentes zonas del área afectada. Todo ello para dimensionar el volumen de los trabajos de retirada de las zonas urbanas y cauces, y la búsqueda de lugares seguros con volumen suficiente para su vertido. Para ello se adoptaron varias aproximaciones complementarias:

Estimación espacial de los espesores mediante álgebra de modelos digitales de elevación de alta resolución (tecnología LiDAR) mediante sistemas de información geográfica, para obtener mapas de diferencias de elevación de la superficie del terreno (DoD) entre antes y después del evento. Esto se hizo tanto para algunos tramos de los

cauces de las principales ramblas a su paso por poblaciones, como para la totalidad de la zona inundada.

Cálculo del volumen total de lodos a partir de la concentración media de sólidos en el flujo acuoso según la capacidad de erosión, transporte y sedimentación de las corrientes fluviales en función de sus caudales líquidos, pendientes longitudinales de las ramblas y granulometrías del sedimento potencialmente transportable y de la altura máxima de agua alcanzada en la zona afectada, estimada a partir del sensor SAR del satélite ICEYE y empleando modelos digitales del terreno (MDT) externos; en colaboración con el Grupo de Teledetección del GADE.

Cartografía de las zonas susceptibles de albergar cuerpos humanos arrastrados

Como es lógico, una de las prioridades del CECOPI y los intervinientes en la emergencia, sobre todo de las fuerzas y cuerpos de seguridad del Estado (como la Guardia Civil y Unidad Militar de Emergencias) y los cuerpos de bomberos, fue la localización de las personas desaparecidas durante o tras la riada. Dada la enorme extensión de la zona afectada y la importancia del tiempo para la integridad física y mental de las personas desaparecidas y sus allegados, desde el Grupo de Inundaciones se ofreció priorizar sectores para la búsqueda de desaparecidos. Para ello, se propuso elaborar mapas de susceptibilidad a contener cuerpos humanos arrastrados y depositados por la corriente.

Para generar esos mapas de susceptibilidad se utilizaron las fuentes de información y metodologías comunes de la cartografía geomorfológica de detalle y gran escala (Peña Monné, 1997). Se partió de diferentes fuentes de información cartográfica: fotografías aéreas (aviones), ortofotografías (drones) e imágenes de satélite previas y posteriores al evento; modelos digitales del terreno de alta resolución (LiDAR); y los mapas de peligrosidad del SNCZI (Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables; MITERD), con las áreas inundables, calados y velocidades para diferentes caudales de altos periodos de retorno (100 y 500 años), los más parecidos en órdenes de magnitud al evento estudiado.

Mediante fotointerpretación estereoscópica y digitalización en SIG se delimitaron polígonos para los elementos geomorfológicos y sus facetas y rasgos para tramos de la red fluvial y márgenes inundadas, aguas abajo de las localizaciones en las que había constancia de la desaparición de personas durante el evento (información disponible en la página web de SOS desaparecidos Valencia). Los elementos y facetas cartografiados son fundamentalmente los correspondientes a procesos fluviales y torrenciales, con una leyenda unificada.

A partir de la consulta de bibliografía específica sobre la dinámica de cuerpos humanos arrastrados por flujos acuosos (Bassett *et al*. 2002; D'Alonzo *et al*. 2012), se pudieron determinar los calados y velocidades mínimas para la movilización y depósito de personas en la zona inundada; y correlacionando los calados y velocidades para la formación de los elementos geomorfológicos y sus facetas, asignar una susceptibilidad alta, media o baja a los diferentes polígonos de la cartografía.

De esta manera se elaboraron mapas de susceptibilidad a albergar cuerpos humanos, con una sencilla leyenda de tipo semáforo, y en formato digital (.shp) que pudieran servir a los intervinientes en la emergencia para priorizar las zonas de búsqueda.

Otras actividades

Además de las actuaciones anteriores de asesoramiento se desarrollaron otras actividades científicas en relación con la geomorfología:

Recopilar la información documental y cartográfica sobre el evento de avenida e inundación, tanto de publicaciones sobre las zonas afectadas (tesis doctorales, artículos, capítulos de libros, libros, informes, cartografías básicas y temáticas, etc.) como sobre la temática de las avenidas súbitas e inundaciones y sus efectos en situaciones de emergencia.

Extraer los registros de paleoinundaciones del territorio afectado a partir de la base de datos georreferenciada PaleoRiada, para conocer los antecedentes de inundaciones pretéritas en el registro natural.

Recopilar la información disponible sobre la magnitud del evento (precipitaciones, intensidades, caudales, calados, velocidades) y su frecuencia (periodos de retorno), calculados o estimados en diferentes publicaciones, informes inéditos o declaraciones públicas de científicos y técnicos en medios de comunicación.

Intervenir en medios de comunicación tanto audiovisuales (televisión y canales de videograbaciones), radiofónicos (emisoras en

directo, grabaciones y *podcast*), textuales-gráficos (prensa escrita y medios digitales) y asistencia a *briefings* periodísticos (diversos medios). Se ha tratado de más de 140 apariciones, incluyendo entrevistas largas, intervenciones breves, diálogos con los periodistas o envío de documentos y material publicado para facilitar su documentación.

Recopilar material didáctico y educativo en materia de avenidas e inundaciones, al objeto de que los centros educativos (no solo los de Valencia) pudieran realizar actividades, incluidas prácticas, sobre la temática, y poder ayudar a entender a los alumnos lo ocurrido y la utilidad de la Ciencia en su resolución y prevención futura; este material fue enviado a los centros educativos y asociaciones de profesores (AEPECT).

3. LECCIONES APRENDIDAS

La intervención del Grupo de Inundaciones del GADE-CSIC en la emergencia causada por la DANA en octubre de 2024 reveló ciertas limitaciones en los datos disponibles durante la respuesta como son: (1) la necesidad de disponer de una cobertura amplia de ortofotografías o imágenes aéreas de alta resolución, ya que en zonas alejadas de núcleos urbanos solo se contó con imágenes satelitales de menor resolución, dificultando la interpretación geomorfológica; (2) la importancia de obtener modelos digitales de elevación con mayor rapidez, pues en este evento se tardó varios días en disponer de ellos, lo que obligó a emplear métodos menos precisos para estimar los volúmenes de lodo.

En momentos de emergencia las demandas sobre información y productos requeridos por los gestores se modifican sobre la marcha y es necesario disponer de ellos con urgencia. En este sentido, conviene que, por un lado, exista cierto grado de anticipación, flexibilidad y coordinación en la acción científica, siendo conscientes de que esta información en ocasiones pueda desecharse por los actores de la emergencia. Igualmente, se requiere un contacto permanente con los gestores y los distintos actores de la emergencia para transferir la información y acomodar los parámetros de la cartografía geomorfológica y sedimentaria a las necesidades de la emergencia.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al conjunto del Grupo de Asesoramiento en Desastres y Emergencias (GADE-CSIC) y, en particular, al personal de otros grupos del GADE, como drones, SIG, teledetección y comunicación, que les suministraron información y facilitaron su labor.

Igualmente agradecer a los gestores de la emergencia y los intervinientes su receptividad a las informaciones científicas y los productos y resultados. En particular a: Jefe del Cuerpo Provincial de Bomberos e Inspector jefe del Consorcio de Bomberos de la Generalitat de Valencia, Director Técnico de la Emergencia del CECOPI durante la DANA de Valencia; Unidad Militar de Emergencias (Ministerio de Defensa) y, en concreto, al Centro de Integración y Difusión de Inteligencia (CIDI), al Regimiento de Apoyo e Intervención a la Emergencia (RAIEM) y al Grupo de Intervención en Emergencias Tecnológicas y Medioambientales (GIETMA); y diferentes unidades y cuerpos de la Guardia Civil (Ministerio del Interior). Finalmente, agradecer a la Ministra de Ciencia, Innovación y Universidades, a la Presidenta y al equipo de dirección del CSIC la oportunidad de asesorar científicamente en la emergencia, así como la confianza depositada en el equipo para desarrollar su trabajo en condiciones de urgencia y alta demanda de información y presión social y mediática.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AEMET (2024). *Informe sobre el episodio meteorológico de precipitaciones torrenciales y persistentes ocasionadas por una DANA el día 29 de octubre de 2024*. Elaborado con la información disponible a día 8 de noviembre de 2024. AEMET, 13 pp.

Bassett, H.E., Manhein, M.H. (2002). Fluvial transport of human remains in the Lower Mississippi River. *Journal of Forensic Sciences*, 47 (4), 719-724.

CHJ (2024). *Proceso de información sobre medición de caudales*. Nota de prensa, 4 de noviembre de 2025, Confederación Hidrográfica del Júcar, MITERD, 2 pp.

D'Alonzo, S.S., Clinkinbeard, S.J., Bartelink, E.J. (2012). Fluvial transport of human remains in the Sacramento River, California. *Proceedings of the American Academy of Forensic Sciences*, 18, 408-409.

Díez-Herrero, A. (2019). Patrimonio e inundaciones ¿una relación de riesgo? En: Agromayor, E. et al. (Eds.), *Congreso Internacional "Patrimonio cultural y catástrofes: Lorca como referencia"*. Ministerio de Cultura y Deporte, Madrid, 99-113.

Oliveira, S.C., Garcia, R.A.C., Zêzere, J.L. (2020). Geomorphological Hazards, Land Use Planning and Emergency Management. En: Vieira, G., Zêzere, J., Mora, C. (Eds.) *Landscapes and Landforms of Portugal*. World Geomorphological Landscapes. Springer, Cham.

Peña Monné, J.L. (1997). *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Ed. Geoforma, 270 pp.

Prenger-Berninghoff, K., Cortes, V.J., Sprague, T., Aye, Z.C., Greiving, S., Głowacki, W., Sterlacchini, S. (2014). The connection between long-term and short-term risk management strategies: Examples from land-use planning and emergency management in four European case studies. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14 (12), 3261-3278.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 349-352. ISBN: 978-84-10345-81-2

CAMBIOS EN LA SUSCEPTIBILIDAD DE DESLIZAMIENTOS TRAS LA REFORMA DE LA CARRETERA ENTRE TORVIZCÓN Y CÁDIAR (GRANADA)

Changes in landslide susceptibility after the upgrade of the road between Torvizcón and Cádiar (Granada)

Paula Sofía Jerez-Longres[1], Jorge Pedro Galve[1], Massimiliano Bordoni[2], José Miguel Azañón[1], José Luis Pérez-García[3], José Miguel Gómez-López[3], Davide Notti[4] y Francisco Lamas[5]

1. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada. psjerezlongres@ugr.es
2. Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente, Università di Pavia, Italia.
3. Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra, Energía y Medio Ambiente, Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén.
4. Geohazard Monitoring Group, IRPI, CNR, Italia.
5. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Granada.

Abstract: This study presents a multitemporal analysis of landslide susceptibility along road A-348 in Granada (Spain), where an upgrade altered the slope geometry and land use. These modifications contributed to the occurrence of multiple landslides following a period of intense rainfall.
Modelling was conducted applying Multivariate Adaptive Regression Splines (MARS). The forecast capacity of the models was assessed using ROC curves, and the area under the ROC curve was used to compare model performance.
Results showed a 35% increase in susceptibility after reconfiguration of the road, and a 20% decrease in susceptibility post-landslides, suggesting a natural adjustment of the slopes.

Palabras clave: taludes de carretera, MARS, modelos de susceptibilidad, análisis multitemporal.
Keywords: road cut-slopes, MARS, susceptibility modelling, multitemporal analysis.

1. INTRODUCCIÓN

Los deslizamientos constituyen amenazas naturales cuya ocurrencia puede verse intensificada por la intervención antrópica, particularmente en el contexto del cambio global. Si bien muchos estudios han establecido una relación entre el incremento en la frecuencia de los movimientos en masa y las variaciones del uso del suelo y el clima (Reichenbach *et al*., 2014; Gariano *et al*., 2018; Bernardie *et al*., 2021), muy pocos incorporan en el análisis el cambio en el tiempo de la geometría de las laderas.

En este caso de estudio se llevó a cabo un análisis de cambio de la susceptibilidad a deslizamientos mediante la técnica de Regresión Spline Adaptativa Multivariante (MARS) en un segmento de la carretera A-348 ubicada en la región de las Alpujarras en Granada (España), donde la modificación de la geometría de los taludes desencadenó la ocurrencia de decenas de deslizamientos tras un periodo intenso de lluvias.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El tramo de carretera estudiado se encuentra en la ladera sur del río Guadalfeo, y conecta las localidades de Torvizcón y Cádiar. El área de estudio tiene una superficie de 4 km² y una longitud aproximada de 15 km (Figura 1). En 2008 se llevó a cabo una reforma con el fin de disminuir la sinuosidad de la carretera. Durante el invierno de 2009-2010, un periodo prolongado de lluvias desencadenó múltiples deslizamientos de tipo roto-traslacional a lo largo de la carretera.

Desde el punto de vista geológico, el área se sitúa dentro del Complejo Alpujárride de las Zonas Internas de la Cordillera Bética. El área de estudio está compuesta principalmente por rocas metamórficas (Gómez-Pugnaire *et al*., 2004), en concreto, filitas y micaesquistos del Triásico medio-superior. Se trata de una zona caracterizada por una abundancia de pliegues y diversas familias de discontinuidades, con una capa superficial que presenta un notable grado de alteración.

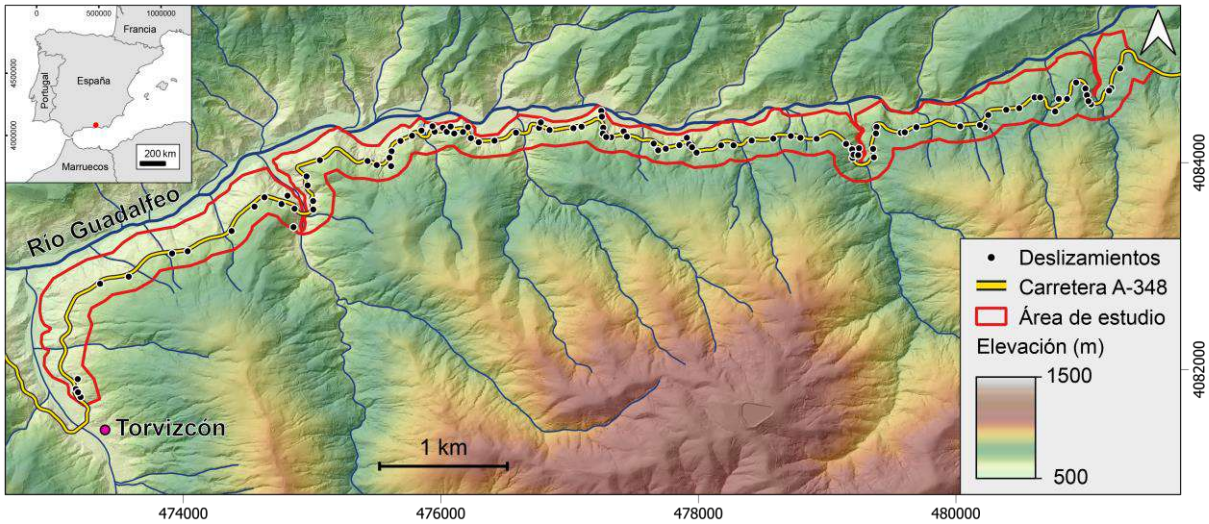


Figura 1. Zona de estudio e inventario de deslizamientos.
Figure 1. Study area and landslide inventory.

3. METODOLOGÍA

La variación en la probabilidad de ocurrencia de deslizamientos en el área de estudio fue evaluada mediante la comparación de tres mapas de susceptibilidad correspondientes a las fechas analizadas: un mapa de 2001 previo a la reforma de la carretera; un mapa de 2008 posterior a la reforma de la carretera pero previo a la ocurrencia de los deslizamientos; y otro mapa de 2010 posterior a los deslizamientos. Para llevar a cabo los modelos de susceptibilidad se utilizó el método de Regresión Spline Adaptativa Multivariante (MARS).

Para desarrollar este estudio se disponía de tres modelos digitales de elevación correspondientes a las fechas analizadas, así como de un inventario de deslizamientos ocurridos durante el invierno de 2009-2010 (Galve *et al*., 2017). A partir de los modelos digitales de elevaciones disponibles se calcularon modelos derivados de pendiente, rugosidad, orientación de laderas, dirección y acumulación de flujo, curvatura del terreno y del perfil, e índice de humedad topográfico para las diferentes fechas de estudio. También se generaron mapas de usos del suelo mediante fotointerpretación.

Para producir los modelos del año 2008 se aplicó el método MARS combinando las diferentes variables. Para esto, primero se dividió el inventario de deslizamientos en una muestra de entrenamiento para llevar a cabo los modelos, y una muestra de test, para validarlos. Para la muestra de entrenamiento se utilizaron 2/3 del total de píxeles de deslizamientos.

La selección de las muestras de entrenamiento y test se llevó a cabo mediante un procedimiento *bootstrap* de 100 iteraciones. Los resultados se utilizaron para extender la predicción a toda el área de estudio. Para obtener el mapa de susceptibilidad final se calculó la media de los valores de probabilidad de cada modelo (Bordoni *et al*., 2021).

Validación de los modelos

La capacidad predictiva de los modelos se evaluó mediante curvas ROC (*Receiver Operating Characteristic*). Para comparar los distintos modelos producidos se utilizó el área bajo la curva ROC media de cada modelo.

Cuantificación del cambio en la susceptibilidad

Para producir los modelos de 2001 y 2010 se aplicó el modelo de 2008 que resultó en una AUROC más alta. Para comparar los mapas obtenidos se calculó la resta entre los valores de los modelos de 2001 y 2008, y de 2008 y 2010, y, a partir del resultado, el porcentaje de cambio en la susceptibilidad entre los diferentes años de estudio.

4. RESULTADOS

Modelos de susceptibilidad de 2008

Se obtuvieron numerosos modelos para el año 2008 utilizando diferentes combinaciones de variables. Las variables utilizadas y los modelos obtenidos con sus respectivas AUROC se recogen en las Tablas 1 y 2, respectivamente.

Tabla 1. Etiquetas de las variables de los modelos.
Table 1. Labels of the variables of the models.

ID	Variable
L	Usos del suelo
N	NDVI
R	Rugosidad
S	Pendiente
F-dir	Dirección de flujo
F-acc	Acumulación de flujo
A	Orientación de laderas
TWI	Índice de Humedad Topográfico
Pl-curv	Curvatura del terreno
Pr-curv	Curvatura del perfil

Tabla 2. Modelos del año 2008 y su AUROC.
Table 2. 2008 models and their AUROC.

Modelo	AUROC
LNR + F-dir + F-acc	0.899
LNRS + F-dir + F-acc	0.894
LNRS + F-dir + F-acc + TWI	0.894
LNRS + F-dir	0.889
LNRS + F-acc	0.883
LNRS + Pl-curv + Pr-curv	0.879
LNR + Pl-curv + Pr-curv	0.878
LNRS	0.878
LNR	0.877
LNS	0.877
LNRS + Aspect	0.859
NRS	0.834
LRS	0.829

Tras llevar a cabo la validación de los modelos se observó que el modelo con mayor capacidad predictiva incluía las variables de uso del suelo (L), índice NDVI (N), rugosidad (R), dirección de flujo (F-dir) y acumulación de flujo (F-acc), con una AUROC de 0.899 (Figura 2). La Figura 3 muestra el patrón espacial del modelo mencionado.

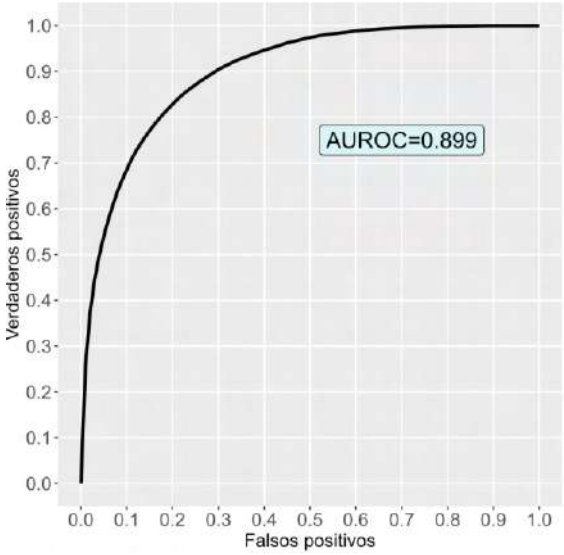


Figura 2. Curva ROC del modelo LNR + F-dir + F-acc de 2008.
Figure 2. ROC curve of the model LNR + F-dir + F-acc for the year 2008.

Cambio en la susceptibilidad

Un extracto de las diferencias entre los modelos generados para 2001, 2008 y 2010 se puede consultar en la Figura 3. Al comparar estos modelos, se estimó un aumento en la susceptibilidad del 35% en 2008 en comparación con 2001, así como una disminución de la susceptibilidad del 20% en 2010 con respecto a 2008.

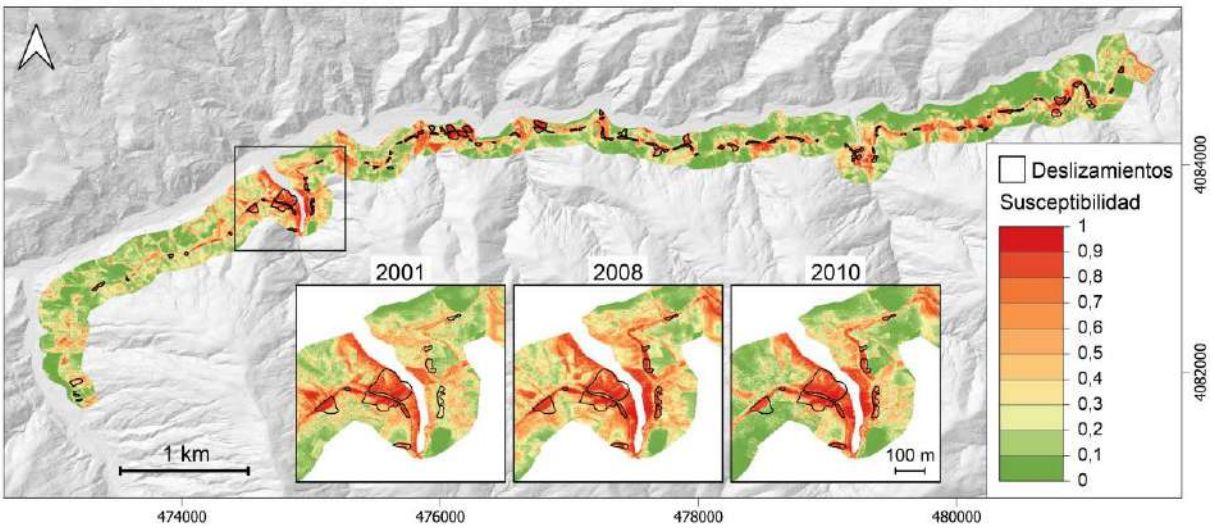


Figura 3. Modelo MARS LNR + F-dir + F-acc de 2008 con zona de detalle de los modelos de todos los años de estudio.
Figure 3. LNR + F-dir + F-acc MARS model of 2008 with detail of the models of all the studied years.

5. DISCUSIÓN

El aumento en la susceptibilidad observado entre 2001 y 2008 puede deberse a la modificación del trazado de la carretera, ya que el cambio en la geometría de los taludes y el aumento de su inclinación pudo provocar un aumento en la inestabilidad de estos. Asimismo, se considera que los cambios asociados de uso de suelo también podrían haber participado en la desestabilización de los taludes y laderas adyacentes.

Por otro lado en 2010 se produjo una disminución de la susceptibilidad que asociamos al ajuste natural de los taludes tras el episodio de lluvias de 2009-2010 que siguió a la modificación de la carretera y desencadenó decenas de deslizamientos.

6. CONCLUSIONES

Los modelos de susceptibilidad permitieron conocer las condiciones bajo las que las laderas del área de estudio presentan mayor inestabilidad. La validación de los modelos indica que las variables con mayor capacidad predictiva son los usos del suelo, el índice NDVI, la rugosidad del terreno, y la dirección y acumulación de flujo.

Los modelos producidos para 2001 y 2010 permitieron calcular el cambio en la susceptibilidad. En 2008 se produjo un aumento del 35% en la susceptibilidad debido a las modificaciones realizadas en la carretera asociadas a la remodelación de esta. En 2010 la susceptibilidad se redujo en un 20%, lo que puede atribuirse a una reducción de la inestabilidad de las laderas debida a la estabilización natural de los taludes tras la ocurrencia de los deslizamientos.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo de P.S.J.L. fue financiado por un contrato predoctoral FPU (FPU21/06421) del Ministerio de Universidades.

Los datos originales utilizados en este estudio fueron recopilados gracias al proyecto G-GI3002/IDIG de la Junta de Andalucía. Actualmente el estudio se está desarrollando en el marco del proyecto PID2023-149821NB-I00 financiado por MICIU/AEI/10.13039/501100011033 y por FEDER, UE.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bernardie, S., Vandromme, R., Thiery, Y., Houet, T., Grémont, M., Masson, F., Grandjean, G. y Bouroullec, I. (2021). Modelling landslide hazards under global changes: The case of a Pyrenean valley. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 21, 147–169.

Bordoni, M., Vivaldi, V., Lucchelli, L., Ciabatta, L., Brocca, L., Galve, J. P., y Meisina, C. (2021). Development of a data-driven model for spatial and temporal shallow landslide probability of occurrence at catchment scale. *Landslides*, 18 (4), 1209-1229.

Galve, J. P., Bartelletti, C., Notti, D., Fernández-Chacón, F., Barsanti, M., Azañón, J. M., Giannecchini, R., Avanzi, G. D., Galanti, Y., Lamas, F. J. y Mateos, R. M. (2017). Deterministic and Probabilistic Slope Stability Models Forecast Performance at 1:5000-Scale. *Advancing Culture of Living with Landslides*. Springer, Cham, 741-748.

Gariano, S.L., Petrucci, O., Rianna, G., Santini, M. y Guzzetti, F. (2018). Impacts of past and future land changes on landslides in southern Italy. *Regional Environmental Change*, 18, 437-449.

Gómez-Pugnaire, M.T., Galindo-Zaldívar, J., Rubatto, D., González-Lodeiro, F., López Sánchez-Vizcaíno, V. y Jabaloy A. (2004). A reinterpretation of the Nevado-Filábride and Alpujárride complexes (Betic Cordillera): field, petrography and U-Pb ages from orthogneisses (Western Sierra Nevada, S Spain). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 84, 303-322.

Reichenbach, P., Busca, C., Mondini, A.C. y Rossi, M. (2014). The Influence of Land Use Change on Landslide Susceptibility Zonation: The Briga Catchment Test Site (Messina, Italy). *Environmental Management*, 54, 1372-1384.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 353-356. ISBN: 978-84-10345-81-2

SUSCEPTIBILIDAD DE ALUDES DE NIEVE EN LA TERMINACIÓN SUROCCIDENTAL DE LOS PICOS DE EUROPA

Snow avalanche susceptibility in the southwestern fringe of the Picos de Europa

Mirella Ochoa-Álvarez[1], Benjamín González-Díaz[1], David Gallinar[1], Jesús Ruiz-Fernández[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo, Asturias. ochoamirella@uniovi.es

Abstract: This research develops a snow avalanche susceptibility map for the Sierra de Beza (southwestern fringe of the Picos de Europa), applying GIS-based multicriteria analysis. Altitude, slope, vegetation cover, and aspect were classified following established avalanche modeling methodologies. The resulting spatial distribution identifies four susceptibility classes, highlighting high and very high-risk zones in elevated and sparsely vegetated areas. This map offers a valuable tool for geomorphological hazard assessment, territorial planning, and environmental management within a protected high-mountain landscape. The work addresses a significant applied research gap in the Cantabrian Mountains and reinforces the importance of avalanche risk studies.

Palabras clave: avalancha de nieve, riesgos naturales, Picos de Europa.
Keywords: Snow avalanche, natural hazards, Picos de Europa.

1. INTRODUCCIÓN

Los aludes son desplazamientos rápidos de masas nivosas provocados por la pérdida de equilibrio entre las fuerzas de resistencia (cohesión, fricción, anclaje) y las fuerzas motrices asociadas a la pendiente del terreno (Mases y Vilaplana, 1991; Furdada, 2006). Estos fenómenos naturales presentan una dinámica compleja y variable, condicionada por factores como la morfología del relieve, el espesor y tipo de nieve, la vegetación, la altitud y las condiciones meteorológicas. Además de su función modeladora del paisaje de montaña, los aludes constituyen un riesgo natural de gran relevancia, con capacidad para afectar gravemente a la vida humana, la fauna, la vegetación y las infraestructuras.

En España, la investigación sobre aludes se ha centrado mayoritariamente en los Pirineos, donde se han desarrollado numerosos estudios sobre morfología, dataciones, peligrosidad, dinámica y cartografía de riesgos (ej.: Mases y Vilaplana, 1991; Furdada, 1996; Julián y Chueca, 1999; Julián *et al*., 2000; Chueca y Julián, 2004; Chueca *et al*., 2010). Sin embargo, en las Montañas Cantábricas, pese a contar con numerosos sectores propensos a este fenómeno, los trabajos realizados siguen siendo escasos y dispersos (Castañón, 1984; Wozniak y Marquínez, 2004; Santos *et al*., 2010; Poblete *et al*., 2019; Serrano *et al*., 2016, 2017; Beato *et al*., 2018; García-Hernández *et al*., 2017, 2018, 2019; Vada *et al*., 2013; Traspuesto, 2022; Del Valle *et al*., 2024). Esta falta de caracterización integral limita la gestión preventiva del riesgo y refuerza la necesidad de avanzar en este campo para garantizar la seguridad de las poblaciones locales, así como sus bienes e infraestructuras. En este contexto, el presente estudio tiene como objetivo general elaborar una cartografía detallada de la susceptibilidad a aludes de nieve en la Sierra de Beza. De este objetivo general, parten los siguientes objetivos específicos: i) estudiar los factores clave que favorecen el desencadenamiento de aludes en el área de estudio; y ii) generar cartografía temática útil para la ordenación territorial, la planificación de infraestructuras, la protección civil, la conservación ambiental y el uso público del especio estudiado, parte del cual pertenece al territorio del Parque Nacional de los Picos de Europa.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La Sierra de Beza se localiza en el área conocida como Precornión, que corresponde a la prolongación occidental del Macizo Occidental dentro del conjunto montañoso de los Picos de Europa. El ámbito de estudio abarca una superficie aproximada de 46,5 km², delimitada hidrográficamente por el río Sella al oeste y el río Dobra al este. Aproximadamente la mitad de esta extensión forma parte del Parque Nacional de los Picos de Europa. El territorio presenta un relieve característico de media y alta montaña. Los puntos más elevados corresponden al Canto

Cabronero (2000 m s.n.m.), seguido de la Peña Beza (1963 m s.n.m). Desde el punto de vista geológico, el área se sitúa en el límite entre el Dominio de los Picos de Europa por el este, la Región de Mantos por el oeste, y muy próximo a la Región del Pisuerga-Carrión, situada al sureste (Julivert, 1983). El roquedo está compuesto por una sucesión de materiales siliclásticos (lutitas, cuarcitas, areniscas y conglomerados) y carbonatados (calizas y dolomías) de edades comprendidas entre el Cámbrico y el Pérmico, si bien las litologías con mayor representación espacial dentro del área de estudio son las Calizas de Montaña y las Calizas de Picos de Europa (Carbonífero superior). La estructura geológica se caracteriza por la presencia de escamas cabalgantes muy apretadas con orientación general NNW-SSE, junto a fallas en desgarre de dirección NW-SE.

Climáticamente, los sectores más altos de la sierra se incluyen dentro del tipo Dfsc según la clasificación de Köppen, con un clima frío y húmedo, donde las precipitaciones anuales superan los 2000 mm. Las cotas intermedias presentan un clima Cfsc, algo más templado, pero igualmente húmedo. La vegetación arbórea dominante se corresponde con bosques caducifolios y encinares cantábricos (*Quercus ilex*). La actividad ganadera tradicional ha favorecido históricamente la expansión de praderas y herbazales, que actualmente están experimentando un proceso de matorralización por el progresivo abandono de dichas prácticas.

3. METODOLOGÍA

Para elaborar el mapa de susceptibilidad a avalanchas de nieve en la Sierra de Beza (Figura 1), se diseñó una escala basada en cuatro factores clave: altitud, pendiente, vegetación y orientación de las vertientes. Estos criterios se fundamentan en metodologías previas desarrolladas por Furdada (1996, 2006) y Furdada *et al*. (1995), y adaptadas recientemente en el Macizo Asturiano por Poblete *et al*. (2019). La altitud está estrechamente relacionada con las zonas de acumulación de nieve y el desencadenamiento de aludes. Según varios estudios previos, en las Montañas Cantábricas la acumulación significativa de la nieve comienza a partir de 1300-1400 m s.n.m., aunque los eventos extremos pueden reducir este umbral hasta 1000 m s.n.m. (Marquínez *et al*., 2003; García-Hernández *et al*., 2017, 2018; Poblete *et al*., 2019; Traspuesto, 2022; del Valle-Granda *et al*., 2024). Los rangos altitudinales se clasificaron en una escala de 0 a 3 (Tabla 1).

La pendiente determina la capacidad de acumulación y el potencial deslizamiento de la nieve. Se considera que el rango de inclinación adecuado para la acumulación nival oscila entre 25° y 45°, extendiéndose hasta 50° para casos excepcionales, como se detalla en la Tabla 2 (Chueca *et al*., 2010; Poblete *et al*., 2019; Yariyan *et al*., 2020). El modelo de pendientes se generó a partir del MDE02 utilizando QGIS.

Tabla 1. Valores de la clasificación del factor altitud.
Table 1. Classification values for the altitude factor.

Valor de la altitud m s.n.m.	Valor del factor altitud
210 / </= 1000	0
1001 / <=1260	1
1261 / <=1750	2
1751 / <=2001	3

Tabla 2. Valores de la clasificación del factor pendiente.
Table 2. Classification values for the slope factor.

Valor de la pendiente en grados (º)	Valor del factor de pendiente
0-25	0
26-30	1
31-40	2
41-50	3

La cobertura vegetal influye directamente en el desencadenamiento y propagación de avalanchas. Como fuente para efectuar la cartografía de la vegetación se ha empleado el Sistema de Información Territorial e Infraestructura de Datos Espaciales de Asturias (SITPA; años 1989 y 1998) y el Sistema de Información sobre Ocupación del Suelo de España (SIOSE), complementadas con ortofotografías recientes (PNOA, años 2020, 2021, 2022 y 2023) y trabajo de campo para clasificar la vegetación según porte (herbáceo, arbustivo, arbóreo) y densidad (bosque denso, clareado, pies aislados; Chueca y Julián, 2004). El uso de ortofotografías recientes y el trabajo de campo ha permitido realizar una cartografía de las formaciones vegetales más precisa y ajustada a la realidad actual Las puntuaciones asignadas varían de 0 a 3 (Tabla 3).

Tabla 3. Valores de la clasificación del factor vegetación.
Table 3. Classification values of the vegetation factor.

Formación vegetal (porte)	Valor del factor vegetación
Arbóreo	0
Arbóreo y arbustivo	1
Arbustivo	1
Arbustivo y herbáceo	2
Herbáceo	3
Roquedo	3

La orientación de las vertientes afecta a la acumulación y la estabilidad de la nieve. Vertientes con orientación norte-noroeste-noreste reciben mayor puntuación (3), ya que favorecen la acumulación y conservación de nieve, mientras que las orientaciones sur reciben puntuaciones menores (1) (Tabla 4). Este modelo se obtuvo también a partir del MDE02, mediante la herramienta aspecto de QGIS.

Tabla 4. Valores de la clasificación del factor orientación.
Table 4. Classification values of the aspect factor.

Valor de la orientación en grados	Valor del factor de orientación
SO-SE	1
NE-SE	2
NO-SO	2
NO-NE	3

4. RESULTADOS

El análisis de susceptibilidad a avalanchas de nieve en la Sierra de Beza revela una variabilidad espacial significativa, distribuida en cuatro categorías principales: baja, media, alta y muy alta. Las áreas de susceptibilidad baja se localizan principalmente en la franja septentrional (Ceneya, El Cuetu, El Restañu), la zona centro-occidental (Majada de Baeno) y el sector meridional (Soto de Sajambre, Ermita de San Pedro). Estas áreas se caracterizan por altitudes bajas (factor altitud = 0), pendientes suaves (0-25°; factor pendiente = 0) y el predominio de bosques caducifolios densos (factor vegetación = 0), que inhiben el desencadenamiento y la propagación de avalanchas. La orientación no resulta determinante debido al bajo valor de los otros factores, lo que limita el riesgo en zonas habitadas y de actividad económica (Figura 1).

Por su parte, se identificaron tres sectores principales de susceptibilidad media al norte del Pico Joniella, al suroeste entre el río Sella y la Peña del Aceu, y desde la Ermita de San Pedro hacia el este. En estos sectores, los valores altitudinales, el tipo de vegetación y la pendiente varían, siendo determinantes en la susceptibilidad moderada que se han obtenido la presencia de bosques de frondosas (salvo excepciones compensadas por otros factores), pendientes moderadas y altitudes bajas.

La susceptibilidad alta está distribuida en cinco áreas principales: los alrededores de la Majada de Baeno, varios sectores al noreste del Pico Joniella, la aureola que envuelve al Canto Cabronero y la Peña Beza, y otros sectores en la terminación centro-occidental del área de estudio y varios enclaves dispersos en la parte meridional. La susceptibilidad alta presenta combinaciones de pendientes elevadas (factor pendiente 2-3), orientaciones favorables (noroeste-noreste), altitudes moderadas a altas (más de 1000 m s.n.m.) y vegetación que facilita la acumulación y posterior liberación de nieve.

Finalmente, las áreas de susceptibilidad muy alta se concentran en la porción central y meridional de la Sierra, en torno a cumbres como el Cantu, Canto Cabronero, Beza, Jurcueto y Monte el Forcao. En estas partes, la altitud es superior a 1.500 m s.n.m., con valores máximos para las pendientes (2-3), vegetación herbácea o roca desnuda (factor vegetación de 3), y orientaciones predominantemente noroeste-noreste (factor orientación 3). La conjunción de estas condiciones explica la elevada probabilidad de avalanchas en estos sectores, representando el mayor riesgo dentro del área estudiada.

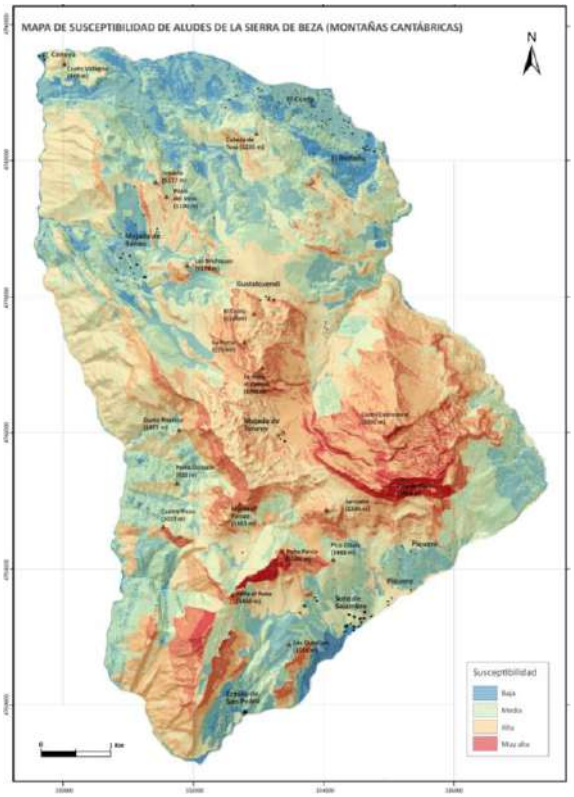


Figura 1. Mapa de susceptibilidad de aludes de nieve en la Sierra de Beza
Figure 1. Snow avalanche susceptibility map of the Sierra de Beza.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La cartografía de susceptibilidad de aludes de nieve en la Sierra de Beza es una herramienta fundamental para la comprensión y gestión del riesgo en esta alineación montañosa, especialmente considerando que parte del área estudiada se ubica dentro del Parque Nacional de los Picos de Europa. Los aludes de nieve son fenómenos naturales complejos cuya ocurrencia depende de la interacción entre múltiples factores morfológicos, climáticos y ecológicos, tales como la altitud, pendiente, orientación y cobertura vegetal.

El análisis realizado permitió clasificar el territorio en cuatro niveles de susceptibilidad: baja, media, alta y muy alta, facilitando la identificación precisa de los sectores con mayor probabilidad de ocurrencia de avalanchas. Se constató que las áreas con susceptibilidad baja se caracterizan por altitudes reducidas, pendientes suaves y predominio de bosques de frondosas,

elementos que contribuyen a estabilizar la nieve y evitar su deslizamiento. Por el contrario, las zonas de susceptibilidad alta y muy alta se encuentran principalmente en sectores de mayor altitud, pendientes pronunciadas y vegetación escasa o herbácea, condiciones que favorecen la acumulación y posterior liberación de masas de nieve (Figura 1).

Este conocimiento es crucial para la prevención y reducción del riesgo, dado que permite orientar las estrategias de gestión territorial, la planificación de actividades recreativas y económicas, y la protección de las infraestructuras locales y las poblaciones. En este sentido, el grado de peligrosidad de impacto de aludes en las áreas habitadas de la sierra (Soto de Sajambre y otras entidades menores como Ceneya o el Restañu) es bajo. Sin embargo, no ocurre lo mismo en otras partes del área de estudio, con susceptibilidades incluso muy altas. Además, la cartografía generada contribuye a la anticipación de eventos peligrosos y al diseño de medidas de mitigación específicas, esenciales en un contexto donde el cambio climático puede influir en la dinámica y frecuencia de estos fenómenos.

AGRADECIMIENTOS

M. Ochoa agradece a la Fundación Alvargonzález y al Dpto. de Geografía de la Univ. de Oviedo la concesión de la XXXI Ayuda a la Investigación "Ramón de la Sagra". A su vez, agradece al programa FPU la concesión de un contrato predoctoral con referencia FPU23/03714. Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Univ. de Oviedo; ref. GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Beato, S., Poblete, M.Á., Marino Alfonso, J.L. (2018). Snow avalanche susceptibility in the eastern hillside of the Aramo range (Asturian Central Massif, Cantabrian Mountains, Nw Spain). *Journal of Maps*, 14 (2), 373-381.

Castañón J. C., (1984). Sobre el modelado originado por los aludes de nieve en el Prau de Albo (alto Huerna, asturias). *Ería*, 6, 106-112.

Chueca, J., Julián, A. (2004). Caracterización y tipología de canales de aludes en el valle de Ordesa (Pirineo central español). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 99, 93-103.

Chueca, J., Julián, A., Oller, P., Barriuendos, B., Gutiérrez, E. (2010). Datación de aludes de nieve en el Pirineo Central. Avances de la geomorfología en España, 2008–2010: Actas de la XI Reunión Nacional de Geomorfología, 447-450.

Del Valle, E., Beato, S., Rodríguez, C., Herrera, D. (2024). Análisis de susceptibilidad de aludes en la carretera del puerto de Somiedo (Asturias) y divulgación a través de Realidad aumentada. *Cuadernos Geográficos*, 63 (1), 297-317.

Furdada, G. (1996): *Estudi de les allaus al Pirineu Occidental de Catalunya: Predicció espacial i aplicacions de la cartografia*. Logroño, Geoforma Ediciones, 315.

Furdada, G. (2006). Aludes de nieve. Riesgo actual y riesgo futuro. *C & G*, 2006, 20 (3-4), 73-88.

Furdada, G., Martí, G., Oller, P., García, C., Mases, M., Vilaplana, J. M. (1995). Avalanche mapping and related GIS applications in the Catalan Pyrenees. *Surveys in Geophysics*, 16 (5), 681-693.

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Sánchez de Posada, C., Pereira, S., Oliva, M. (2018). An extreme event between the Little Ice Age and the 20th Century: the snow avalanche cycle of 1888 in the Asturian Massif (Northern Spain). *Cuadernos de Investigación Geografica*, 44, 187-212.

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J.., Sánchez de Posada, C., Pereira, S., Oliva, M., Vierira, G. (2017). Reforestation and land use change as drivers for a decrease of avalanche damage in mid-latitude mountains (NW Spain). *Global and Planetary Change*, 153, 35-50.

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Rodríguez-Gutiérrez, F. (2019). El fenómeno de los aludes a través de un itinerario didáctico en la Montaña Cantábrica. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*, 58 (2), 126-151.

Julián, A., Peña, J.L., Chueca, J., Zabalza, J., Lapeña, A., López, J.I. (2000). Cartografía de zonas probables de aludes en el Pirineo aragonés: metodología y resultados. *Bol. Asociación de Geógrafos Españoles*, 30, 119-134.

Julián, A.; Chueca, J. (1999). Reconstrucción de valores térmicos a partir del análisis espacial de morrenas glaciares en el macizo de la Maladeta (Pirineo central español): siglos XVII-XX. En: Raso Nadal, J.M., Martín Vidé, J. (Eds.). *La climatología española en los albores del siglo XXI*. Barcelona, Asociación Española de Climatología, 139-146.

Julivert, M. (1983). La estructura de la Zona Cantábrica. En: Comba, J.A. (Ed.). *Geología de España. Libro jubilar a J.Mª. Ríos*. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 339-381.

Mases, M., Vilaplana, J.M. (1991). Zonas de aludes en la Vallferrera: Clasificación y riesgo geomorfológico. *Pirineos*, 138, 39-52.

Poblete, M.A., Beato, S., Marino, J.L. (2019). El riesgo de aludes en el Alto San Isidro (Macizo Central Asturiano): la vulnerabilidad de la carretera AS-253. *C & G*, 33 (3-4), 79-104.

Santos-González, J, Redondo, J.M., Gómez-Villar, A., González-Gutiérrez, R.B. (2010). Los aludes de nieve en el Alto Sil (Oeste de la Cordillera Cantábrica, España). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36 (1), 7-26.

Serrano, E., Gómez, M., Pisabarro, A. (2017). Los aludes y su peligrosidad en Alto Campoo (Montaña Cantábrica): el mapa de riesgo de aludes. *Neu i Allaus*, 9, 4-11.

Serrano, E., Gómez, M., Pisabarro, A. (2016). Nieve y riesgo de aludes en la Montaña Cantábrica: el alud de Cardaño de Arriba, Alto Carrión (Palencia). *Polígonos*, 28, 239-264.

Traspuesto-González, A. (2022). *Estudio y caracterización de los aludes en el frente meridional de los macizos central y oriental de los Picos de Europa (Cantabria, España)*. Tesis Doctoral, Santander, Univ. de Cantabria.

Vada, J.A., Frochoso, M., Rodríguez, J.J., Mediavilla, A., Hernández, O., Sanz, M.P., González, R., Furdada, G. (2013). Análisis del alud del 8 de mayo de 2012 en los Llanos del Tornu. *Neu i Allaus*, 5, 4-11.

Valenzuela, P., Domínguez, M.J., Mora, M.A., Jiménez, M. (2018). Rainfall thresholds for the triggering of landslides considering previous soil moisture conditions (Asturias, NW Spain). *Landslides*, 15 2, 273-282.

Wozniak, E., Marquínez, J. (2004). Evaluación de la susceptibilidad por aludes de nieve a escala regional: el caso de Asturias. En: *Riesgos Naturales y antrópicos en geomorfología*, 509-518.

Yariyan, P., Avand, M., Abbaspour, R.A., Karami, M. (2020). Modelado espacial de avalanchas de nieve basado en GIS utilizando cuatro nuevos modelos de conjunto. *Science of the Total Environment*, 745 (25), 141008.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 357-360. ISBN: 978-84-10345-81-2

RIESGO DE MOVIMIENTOS EN MASA RÁPIDOS EN LA SIERRA DE BEZA (PICOS DE EUROPA)

Rapid mass movement hazard in the Sierra de Beza (Picos de Europa)

Mirella Ochoa-Álvarez[1], Benjamín González-Díaz[1], David Gallinar[1], Jesús Ruiz-Fernández[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo, Asturias. ochoamirella@uniovi.es

Abstract: This study presents susceptibility maps for rockfalls, landslides and debris flows in the Sierra de Beza, located within the Picos de Europa. Using geomorphological analysis and key factors such as lithology, slope and surface cover, areas with susceptibility levels ranging from low to very high were identified. Rockfalls are common in areas with massive limestones and steep slopes, while landslides mainly occur in areas with less resistant detrital lithologies and poorly consolidated sediments. These maps serve as essential tools for planning and managing the Picos de Europa National Park, helping to prevent risks and protect people, infrastructures, and ecosystems in this mountainous area of high environmental value.

Palabras clave: desprendimientos, deslizamientos, Parque Nacional de los Picos de Europa.
Keywords: rockfalls, landslides, Picos de Europa National Park.

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de la dinámica de vertientes propia de las áreas de montaña y de las costas rocosas, y específicamente el focalizado en diversos tipos de movimientos en masa rápidos (MMRs) como deslizamientos, desprendimientos y flujos, ha canalizado el interés de la comunidad geomorfológica que estudia las Montañas Cantábricas en general, y particularmente el Macizo Asturiano. Fruto de ello, se han llevado a cabo diversas investigaciones específicas (ej. Domínguez Cuesta *et al*., 1998, 1999, 2007, 2021; Jiménez-Sánchez, 1999; Valenzuela *et al*., 2017, 2018; Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2018). Tiene particular interés la obra de Marquínez *et al*. (2003), que aporta una cartografía a nivel de Asturias sobre la susceptibilidad de desprendimientos de rocas, de deslizamientos superficiales y de grandes movimientos en masa. En cualquier caso, dado el impacto que pueden tener los MMRs desde el punto de vista socioeconómico, se trata de un tema de investigación no suficientemente tratado y de permanente actualidad. Por ello, el cometido de este trabajo es la confección de mapas de susceptibilidad de desprendimientos por un lado, y deslizamientos y flujos por otro en la Sierra de Beza, una alineación montañosa perteneciente a los Picos de Europa, y carente hasta el momento de trabajos específicos sobre MMRs.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La Sierra de Beza se sitúa en el sector del Precornión, que constituye la prolongación por el oeste del Macizo Occidental de los Picos de Europa. El área de estudio alcanza los 46,5 km², y está delimitada por el río Sella al oeste y por el Dobra al este. Cerca del 50% este espacio se encuentra incluido dentro del Parque Nacional de los Picos de Europa, de ahí que la cartografía planteada pueda tener utilidad en la planificación y gestión de este espacio natural protegido.

Esta sierra presenta un relieve montañoso y complejo, con su punto más alto en el Canto Cabronero (2000 m), seguido por la Peña Beza (1963 m). Geológicamente, se sitúa en el límite entre el Dominio de Picos de Europa y la Región de Mantos, y al norte de la Región del Pisuerga-Carrión (Julivert, 1983). El roquedo es de naturaleza tanto silícea (lutitas, cuarcitas, areniscas, y conglomerados) como carbonatada (calizas y dolomías) del Paleozoico, en concreto de edades comprendidas entre el Cámbrico y el Pérmico. Sin embargo, los materiales predominantes son las calizas de Montaña y calizas de Picos de Europa (Carbonífero superior). La estructura está organizada en escamas cabalgantes apretadas de rumbo general NNW-SSE, cortadas a su vez por fallas en desgarre de orientación NW-SE.

Según la clasificación de Köppen, los sectores más elevados de Beza presentan un clima Dfsc, es decir, frío y húmedo, con más de 2000 mm anuales de precipitación. En cotas intermedias el clima es Cfsc (más templado, pero igualmente húmedo). La vegetación arbórea está integrada por bosques planocaducifolios y encinares cantábricos (*Quercus ilex*). Sin embargo, el uso tradicional del espacio para pastos ha favorecido la extensión de los herbazales.

3. METODOLOGÍA

Elaboración del modelo de susceptibilidad de desprendimientos rocosos

La metodología seguida ha consistido en hacer una clasificación de la litología, la presencia o ausencia de discontinuidades, de su posición geomorfológica y de la pendiente (Marquínez *et al.*, 2003). La información ha sido tratada en QGIS. Se han utilizado los MDT 02 para hacer operaciones y obtener las orientaciones, altitudes y pendientes. En cuanto al factor litológico (Tabla 1), se asignan valores altos a las calizas y cuarcitas paleozoicas por su resistencia y capacidad de formar escarpes; en cambio, materiales blandos como las pizarras y las areniscas tienen menor puntuación.

El segundo factor a tener en cuenta a la hora de evaluar el grado de susceptibilidad de desencadenamiento de desprendimientos rocosos es la pendiente. Para cuantificar este factor se recurrió a la confección de un mapa de pendientes, elaborado a partir de un MDT de 2 metros de resolución. Para la clasificación de dicho este criterio se han establecido un total de cuatro intervalos de pendiente, siendo mayor el riesgo en pendientes superiores a 40º (Tabla 2).

Tabla 1. Valores de la clasificación del factor litología.
Table 1. Values for the classification of the lithology factor.

Litología	Valor del factor
Pizarras y areniscas (Carbonífero superior)	1
Conglomerados de areniscas y pizarras (Devónico)	1
Microconglomerados y calizas (Carbonífero Superior)	2
Calizas Griotte (Carbonífero inferior)	3
Caliza de Montaña (Namuriense)	3
Cuarcitas de Barrios (Ordovícico)	3

Tabla 2. Valores de la clasificación del factor pendiente.
Table 2. Values for the classification of the slope factor.

Valor de la pendiente en grados (º)	Valor del factor de pendiente
0-10	0
10-20	1
20-40	2
> 40	3

Para evaluar el factor geomorfológico, se usaron capas vectoriales de escarpes, crestas y pedreras (digitalizadas a partir de fotointerpretación) con un área de influencia (*buffer)* de 10 m. Con ello se han acotado las áreas de interferencia entre las zonas de desencadenamiento y los depósitos. Una vez delimitadas dichas áreas se ha realizado su posterior transformación a formato de celda (ráster), y se ha asignado un valor máximo en la categoría de este factor de 3 puntos.

Elaboración del modelo de susceptibilidad de deslizamientos y flujos

Este modelo de susceptibilidad es la resultante de un análisis multicriterio a partir de la interrelación de tres factores determinantes: la litología, la presencia de recubrimiento superficial (es decir, la existencia de formaciones superficiales), así como el relieve (pendiente). Las litologías más propensas a deslizamientos contienen materiales finos como limos y arcillas, mientras que las rocas masivas (cuarcitas y calizas), presentan menor susceptibilidad (Tabla 3). El recubrimiento superficial (Tabla 4) se evalúa en función del tipo de depósito y el grado de desarrollo del suelo, y se complementa con la confección del mapa de formaciones vegetales existentes. Finalmente, el factor pendiente (Tabla 5), clave para que estos procesos ocurran, está clasificado en cuatro tramos, siendo el mayor riesgo el de pendientes superiores a 30º.

Tabla 3. Valores de la clasificación del factor litología.
Table 3. Values for the classification of the lithology factor.

Litología	Valor del factor
Pizarras y areniscas (Carbonífero sup.)	3
Conglomerados de areniscas y pizarras (Devónico)	3
Microconglomerados y calizas (Carbonífero Superior)	3
Calizas Griotte (Carbonífero inferior)	1
Caliza de Montaña (Namuriense)	1
Cuarcitas de Barrios (Ordovícico)	1

Tabla 4. Valores de la clasificación del factor recubrimiento superficial.
Table 4. Values of the classification of the surface coverage factor.

Recubrimiento superficial	Valor del factor
Depósitos con presencia de materiales con abundante matriz arcillosa	3
Depósitos con presencia de materiales con escasa matriz arcillosa	1
Formaciones vegetales sobre suelos desarrollados	3
Formaciones vegetales sobre suelos poco desarrollados	2
Zonas de roca desnuda	1

Tabla 5. Valores de la pendiente.
Table 5. Slope values.

Valor de la pendiente en grados (º)	Valor del factor de pendiente
0-10	0
10-20	1
20-30	2
> 30	3

4. RESULTADOS

Mapa de susceptibilidad de desprendimientos

El mapa de susceptibilidad a desprendimientos de la Sierra de Beza (Figura 1) muestra una clara concentración de áreas de riesgo alto y muy alto en el sector occidental. Estas áreas presentan litologías resistentes (calizas), que dan lugar a crestas y escarpes rocosos con propensión a los desprendimientos. La existencia de depósitos asociados, como bloques caídos en pedreras o *gonfolitas* (depósitos heterométricos cementados por carbonato cálcico), corrobora la actividad de estos procesos.

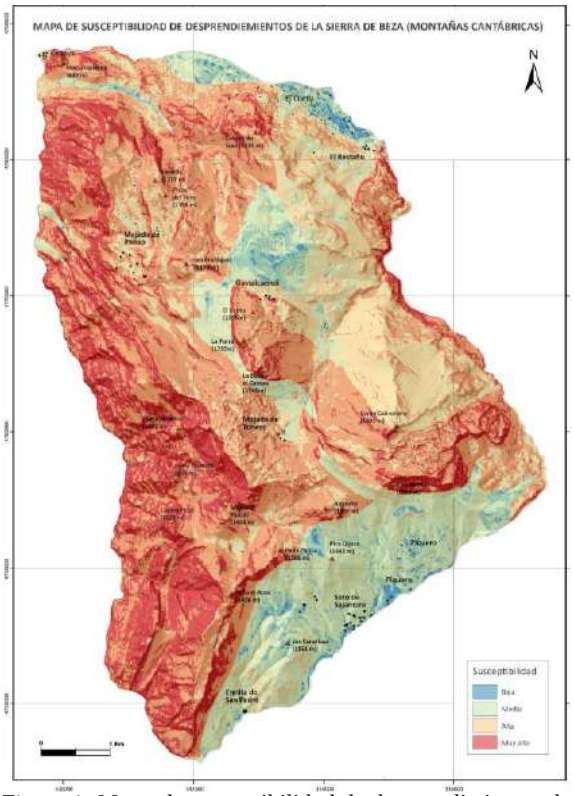


Figura 1. *Mapa de susceptibilidad de desprendimientos de la Sierra de Beza.*
Figure 1. Sierra de Beza rockfalls susceptibility map.

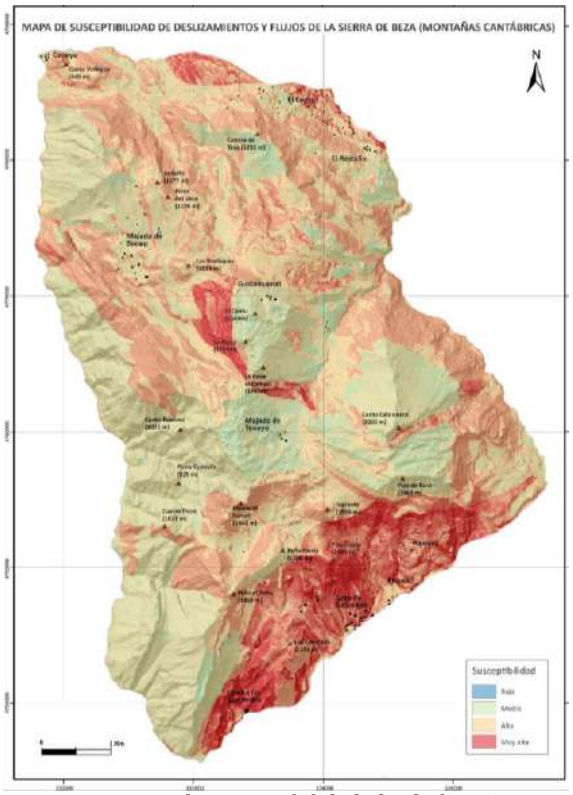


Figura 2. *Mapa de susceptibilidad de deslizamientos y flujos en la Sierra de Beza.*
Figure 2. Sierra de Beza landslides and debris flows susceptibility map.

Las áreas de susceptibilidad muy alta se asocian a escarpes estructurales, fuertes pendientes y litologías calcáreas muy masivas, localizadas principalmente en la ya mencionada franja oeste, en la parte alta de la ladera del Pico de Beza y en sectores puntuales del sector central del área de estudio. En estos casos, la combinación de litología resistente, alta pendiente y morfología abrupta determina un riesgo extremo.

Por su parte, la susceptibilidad alta ocupa principalmente un área contigua a la anterior hacia el este, junto a sectores como la ladera NW del Canto Cabronero y su prolongación hacia el pico del Cantu, así como el área delimitada por las cumbres de Les Brañiques, Joniella y la Cabeza La Texa (Figura 1).

Las áreas de susceptibilidad media se concentran especialmente en la parte suroriental del mapa, donde la pendiente (con valores de 1 a 2) actúa como factor diferenciador con respecto a sectores de menor riesgo, dado que los valores referidos a la litología y a la geomorfología son similares (Figura 1).

En la parte nororiental y en sectores aislados del sureste de la sierra de Beza se localizan ámbitos de susceptibilidad baja, que están explicados por la presencia de litologías más deleznables como areniscas y lutitas, pendientes suaves (valores entre 0 y 1) y la ausencia de formas estructurales abruptas como escarpes rocosos y crestas en resalte (Figura 1).

Mapa de susceptibilidad de deslizamientos y flujos

Las áreas de susceptibilidad muy alta se ubican en tres sectores dispersos (Figura 2), donde predominan litologías como lutitas, areniscas y conglomerados. Estos sectores, con pendientes moderadas a fuertes y recubrimientos vegetales de arbolado y especialmente de prados que se corresponden con suelos más desarrollados, representan el mayor riesgo de deslizamientos y de formación de flujos en la Sierra de Beza, confirmando que la litología es un factor clave en la estabilidad o inestabilidad del terreno.

Las áreas de susceptibilidad alta comprenden cuatro sectores importantes, localizados principalmente en la parte norte y central de la sierra, incluyendo ámbitos alrededor de los Picos Joniella, Cantu Cabronero y Monte el Forcao (Figura 2). En ellos la litología es caliza, las pendientes acentuadas, y la vegetación de tipo arbustivo sobre suelos poco desarrollados. Las pendientes de más de 30º constituyen el factor más determinante para explicar la susceptibilidad alta en los sectores citados.

Las áreas de susceptibilidad media están repartidas en cuatro sectores principales, destacando la cara occidental de la Sierra de Beza, la terminación noroccidental del mapa, el sur de la Cabeza La Texa y el este del pico del Cantu (Figura 2). Aunque la litología sigue

siendo caliza, considerada resistente, la presencia de pendientes pronunciadas y recubrimientos superficiales variados incrementan la probabilidad de deslizamientos superficiales y flujos de materiales en estos sectores.

Las áreas de susceptibilidad baja son las menos representadas dentro del mapa, localizándose principalmente en la Majada del Toneyu y al sureste del Canto Cabronero (Figura 2). En estos sectores predominan litologías resistentes como las calizas de Montaña y la caliza *Griotte*, con recubrimientos de matorral o con el afloramiento de roca desnuda, y pendientes suaves a moderadas, lo que limita el riesgo de deslizamientos.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La cartografía susceptibilidad de MMRs es clave para la planificación y gestión territorial de la Sierra de Beza, situada parcialmente dentro del Parque Nacional de los Picos de Europa. Esta área presenta un roquedo variado y de resistencia contrastada, así como pendientes que favorecen la formación de desprendimientos rocosos, deslizamientos y flujos. La abundancia de capas en resalte, escarpes rocosos y fuertes pendientes a favor de litologías resistentes es clave en la formación de los primeros, que se concentran fundamentalmente en la mitad occidental del área de estudio. Por su parte, la existencia de formaciones superficiales con abundancia de finos posibilita también el desencadenamiento de deslizamientos superficiales y de pequeños flujos de derrubios y coladas de barro. En ocasiones, cuando el material está muy embebido en agua, los deslizamientos traslacionales pueden evolucionar hacia pequeños flujos en sus partes distales. Dentro del área de estudio, la mayor concentración de flujos de derrubios se encuentra situada en la vertiente sureste del Canto Cabronero. En este caso, como ha sido documentado en otras partes de los Picos de Europa, los flujos de derrubios emplazados en la alta montaña se pueden generar durante episodios tormentosos intensos desarrollados en la primavera, el verano o el otoño, así como por la fusión nival primaveral. Esto produce la saturación hídrica de la formación superficial (en este caso los taludes y conos de derrubios situados en la pared de circo del Canto Cabronero), rica en finos, y la consiguiente movilización rápida de los materiales debido al efecto de la gravedad (Ruiz-Fernández, 2013).

AGRADECIMIENTOS

M. Ochoa agradece a la Fundación Alvargonzález y al Dpto. de Geografía de la Univ. de Oviedo la concesión de la XXXI Ayuda a la Investigación “Ramón de la Sagra”. A su vez, agradece al programa FPU la concesión de un contrato predoctoral con referencia FPU23/03714. Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Univ. de Oviedo; ref. GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Domínguez-Cuesta, M.J., Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-García, A. (1999). Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain: relationships between rainfall and instability slope events. *Geomorphology*, 30 (1–2), 125–132.

Domínguez-Cuesta, M.J., Jiménez-Sánchez, M., Berrezueta, E. (2007). Landslides in the Central Coalfield (Cantabrian Mountains, NW Spain): Geomorphological features, conditioning factors and methodological implications in susceptibility assessment. *Geomorphology*, 89 (3–4), 358–369.

Domínguez-Cuesta, M.J., Jiménez-Sánchez, M., Farias-Arquer, P.J., Menéndez-Duarte, R.A. (1998). Dinámica de las vertientes en la zona central de Asturias (Cuenca del río Villoria, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 12 (1–2), 19–33.

Domínguez-Cuesta, M.J., Quintana, L., Valenzuela, P., Cuervas-Mons, J., Alonso, J.L., García-Cortés, S. (2021). Evolution of a human-induced mass movement under the influence of rainfall and soil moisture: The Porciles landslide case study (NW Spain). *Landslides*, 18, 3685–3693.

Jiménez-Sánchez, M., Farias, P., Rodríguez, A., & Menéndez Duarte, R. A. (1999). Landslide development in a coastal valley in Northern Spain: conditioning factors and temporal occurrence. *Geomorphology*, 30 (1-2), 115–123.

Julivert, M. (1983). La estructura de la Zona Cantábrica. En: Comba, J.A. (Ed.). *Geología de España. Libro jubilar a J.Mª. Ríos*. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 339-381.

Marquínez, J., Menéndez-Duarte, R., Lastra-Fernández, J., Fernández-Iglesias, E., Jiménez-Alfaro, B., Wozniak, E., Fernández-Menéndez, S., García-Roces, J., García-Manteca, P., Álvarez-García, M.A., Lobo del Corro, T., Adrados-González, L. (2003). *Riesgos Naturales en Asturias. Principado de Asturias.* Oviedo, KRK Ediciones.

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 & Development*, 29 (9), 3159–3173.

Ruiz-Fernández, J. (2013). *Las formas de modelado glaciar, periglaciar y fluviotorrencial del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica).* Tesis Doctoral (inédita), Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo, Oviedo, 314 p.

Valenzuela, P., Domínguez-cuesta, M.J., Mora-García, M.A., Jiménez-Sánchez, M. (2018). Rainfall thresholds for the triggering of landslides considering previous soil moisture conditions (Asturias, NW Spain). *Landslides*, 15 (2), 273–282.

Valenzuela, P., Domínguez-Cuesta, M.J., Mora-García, M.A., Jiménez-Sánchez, J. (2017). A spatio-temporal landslide inventory for the NW of Spain: BAPA database. *Geomorphology*, 293, 11–23.

Patrimonio geomorfológico



Géiser Strokkur. Área geotérmica del valle de Haukaladur, Islandia. Conocido desde 1789, cuando entró en funcionamiento por un terremoto que abrió el conducto. Es considerado como el géiser más activo de Islandia, con una actividad regular cada 4-8 minutos. Fotografía de Jesús Ruiz Fernández.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 363-366. ISBN: 978-84-10345-81-2

ATRIBUTOS INTANGIBLES DEL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO. LOS PENEDOS DE GALICIA INTERIOR (OURENSE, NOROESTE DEL MACIZO IBÉRICO)

Intangible attributes of geomorphological heritage. The crags of inland Galicia (Ourense, Northwest of the Iberian Massif).

Elena De Uña-Álvarez[1], Mª Luz Rodríguez-Blanco[2], Miguel Ángel Álvarez-Vázquez[2]

1. Área de Geografía Física, Grupo GEAAT, Universidade de Vigo, Campus Norte de Ourense, As Lagoas, 32004-Ourense, edeuna@uvigo.gal
2. Área de Geografía Física, Grupo GEAAT, Universidade de Vigo, Campus Norte de Ourense.

Abstract: The intangible attributes of geomorphological heritage have a value linked to territorial identity. In the granite crags of inland Galicia, names, myths and legends make up its chain of value. An exploratory analysis of bibliographic contributions and the collaborative online platform *Galicia Nomeada* shows the main lexical and semiotic meanings of crags as a socio-cultural construction that began in pre-Roman times. Preliminary results and their interpretation support the development of future research.

Palabras clave: Patrimonio geomorfológico, Intangible, Penedo, Granito, Galicia.
Keywords: Geomorphological Heritage, Intangible, Crag, Granite, Galicia.

1. INTRODUCCIÓN

Los atributos intangibles del patrimonio geomorfológico poseen un valor cultural (Panizza y Piacente, 2003; Reynard y Giusti, 2018) anclado en el devenir de las comunidades humanas. Estos atributos están representados por dimensiones lingüísticas y semióticas que son relevantes entre los servicios prestados por los geosistemas abióticos a la sociedad (Gray, 2013; Kubaliková y Coratza, 2023). Debido a su estrecha conexión con la identidad territorial, influyen en la protección, gestión y uso de los bienes geomorfológicos.

En este contexto, presenta gran interés investigar los significados y las narrativas del patrimonio geomorfológico que surgen en las antiguas culturas, donde el mundo físico era una entidad con vida, digna de ser respetada (Aikenhead y Michell, 2011) y se recomponen a lo largo del tiempo; reflejan la importancia y el valor cultural otorgado al patrimonio geomorfológico compartido en territorios específicos (Coratza y Hobléa, 2018, Justice *et al.*, 2025).

La investigación en el territorio interior de Galicia meridional (Noroeste de la Península Ibérica) responde a los objetivos de documentar y caracterizar los atributos intangibles del patrimonio geomorfológico en el ámbito local; específicamente, los de los *penedos* graníticos.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio (Figura 1) corresponde a las comarcas de Baixa Limia, A Limia, Terra de Celanova, Allariz-Maceda, oeste de Terra de Caldelas y de Verín (provincia de Ourense).

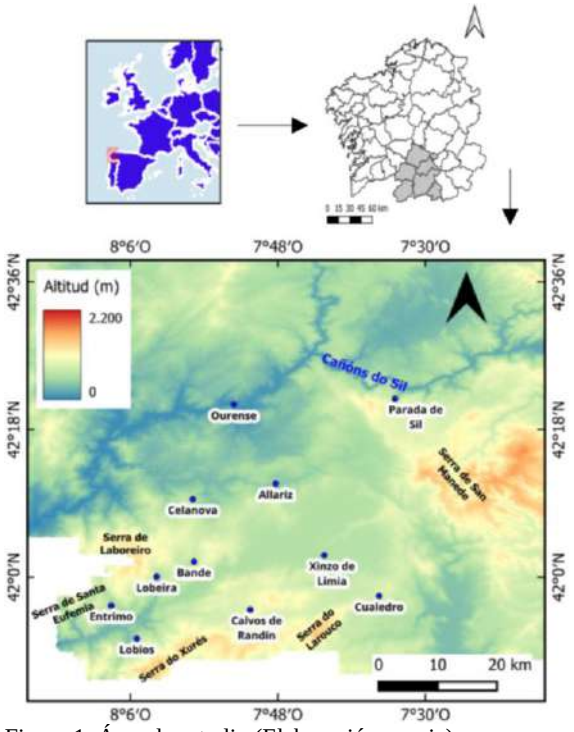


Figura 1. Área de estudio (Elaboración propia).
Figure 1. Study area (Own Elaboration).

El territorio comprende las vertientes gallegas de las sierras transfronterizas con Portugal y su entorno, el terreno de la alineación Xinzo de Limia-Allariz y el macizo de Ourense hasta el Canón do Sil. La selección de los *penedos* se debe a su predominio en el paisaje granítico, siendo referentes del territorio por sus nombres, mitos y poderes mágicos o milagrosos.

3. METODOLOGÍA

La investigación, de carácter cualitativo, partió de la revisión de las aportaciones sobre el tema de estudio -tanto a nivel general como local- desde varios campos (arqueología, antropología, etnografía, historia y geografía) y de la consulta de la plataforma colaborativa sobre toponimia *Galicia Nomeada*. La información obtenida fue contrastada con el trabajo de campo, filtrada y organizada en una base de datos Excel. El análisis, de tipo exploratorio, estuvo centrado en los atributos semióticos y simbólicos de los *penedos* graníticos. Debido a la extensión requerida por esta publicación, se presenta un avance de resultados.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Penedo designa en Galicia una forma elevada sobre el terreno, siendo sinónimos *pedra* (piedra) y *pena* (peña) (Varela Vázquez, 2004). En la geomorfología granítica, define una meso-forma (Migoń, 2021; Vidal-Romaní, 2023) con diversas configuraciones (bolas, tor, castle-kopjé) que pueden presentar formas menores (*gnammas*, acanaladuras o *tafoni*).

Penedos, pedras y penas

Estas meso-formas son elementos de un paisaje granítico percibido por la población, en Galicia y el norte de Portugal (Campelo, 2023), como algo imposible de ignorar y con vida propia, al menos desde el V milenio a.C. en el mundo rural. Están preservadas como signos y símbolos del territorio por la toponimia y la tradición oral.

El topónimo *penedo* cuenta con 2.141 registros, supervisados por la Real Academia Gallega, en *Galicia Nomeada* (consulta realizada el 02/05/2025); el 46% de los mismos aparecen georreferenciados en la provincia de Ourense. Este término nomina entidades humanas, poblaciones, tierras, aguas, vías y accidentes del relieve. Entre los accidentes del relieve terrestre, este topónimo suma 1.073 registros, el 58% de ellos pertenecientes a la provincia de Ourense.

En el área de estudio, el grupo de topónimos *penedo*, *pedra* y *pena* (497 registros) posee una distribución espacial en la que destaca por su elevada densidad el territorio de las sierras graníticas transfronterizas (con 374 registros). Los términos más frecuentes (Figura 2) representan el tamaño; color; aspecto *redondo*, *longo-a* (alargado-a), *furado-a* (agujereado-a), *fendido* (fracturado), *rachado* (roto), *cabaleira* (oscilante), *tumbado*, con *ferraduras* (grabados) o con una cruz; y situación (*do/da*) en una *chaira* (replano), *serra* (sierra), un *val* (valle), pico, *campo* o *monte*, *castro*, cerca de una *fonte* (fuente), coincidente con un *castelo* (castillo sobre roca) o una *portela* (paso fronterizo), revelando su importancia para la vigilancia y defensa (*vela*) del territorio.



Figura 2. Términos comunes en los topónimos analizados.
Figure 2. Common terms in the analysed toponyms.

Otras denominaciones expresan su percepción como figura reconocible y familiar (Figura 3) del entorno cotidiano de las comunidades humanas (pareidolias); o indican su vegetación, por ejemplo, *do/da hedreira* (*Hedera elix*), *carqueixa* (*Genista tridentata*) o *toxo* (*Ulex europaeus*).



Figura 3. *Pena Muller* y *Galo* (Sierra de Larouco, Cualedro)
Figure 3. Women and Cock (Larouco Range, Cualedro).

Habitan los *penedos* y les dan nombre, entre otros animales, el cuervo (*corvo*), zorro (*raposo-a*), lagarto, búho (*moucho*), caballo (*cabalo*), lobo y liebre (*lebre*).

Narrativas

Las narrativas nacen al percibir *penedos*, *pedras* y *penas* como símbolo de fortaleza e inmortalidad, cuya explicación solo puede remitir a "otro mundo". Las primeras referencias en Galicia (Villa-Amil y Castro, 1873; Barros Silvélo, 1875) reconocieron su valor intangible, entre lo profano y lo sagrado: "antigüedades" veneradas por la población y símbolos del mundo celta.

A pesar de la prohibición por los concilios cristianos en la Edad Media, Taboada Chivite (1965) señala que la litolatría permaneció y menciona formas construidas por seres míticos, donde tienen lugar rituales mágicos muy populares; en el área de estudio, por ejemplo: los *penedos y pedras furadas* (con *tafoni*) como el *Penedo do Tangaraño* (Toén) o el *Penedo do Arangaño*, (Xinzo) con ritos de paso para sanar el raquitismo; o las *pedras figurativas*, que despertaron el imaginario popular sobre su origen como *A Pena da Moura* (Parada de Sil).

Entre los topónimos analizados aparecen personajes míticos (*mouro*, *moura*, *loba*); religiosos (*santo*, *santa*, *virxe*); y humanos (*home*, *ferrador*, *soldados*, *ladrós*...). La figura más importante es la *moura* (Llinares, 2012), en particular, la *moura vella*, mujer de gran fortaleza, que porta enormes piedras en su cabeza o en un dedo meñique sin dejar de hilar y puede llevar un niño en la otra mano.

Esta *moura* recibe múltiples nombres (*dona*, *vella*, *raíña*, *loba*...) y construye *penedos*, *pedras* y *penas* (Figura 4). La *moura* presenta similitudes con la Reina Lupa de la cultura jacobea, la *xana* de Asturias, la *Cailleach Bheara* de Escocia, la *Frau Holle* germánica, las *Fées* de Francia y las *Aes Sidhe* (raza de las colinas sagradas) de Irlanda (Alberro, 2002; Martínez, 2023).

Quintía Pereira (2021) relata varias leyendas de *mouras*: el *Penedo da Moura* (Allariz) fue traído por una *moura* que lo llevaba sobre su cabeza (al igual que los *Penedos da Raíña Loba*) se encontró con una amiga, dejándolo en el suelo mientras hablaban, olvidándolo al marchar; entre los *Penedos del Monte dos Castelos* (Entrimo) el denominado *A pía da Moura* (con una *gnamma* en su sector superior) también fue traído por una *moura* en su cabeza mientras iba hilando; y la *Pedra Alta de Antela* marco divisorio entre varios municipios de A Limia, fue dejada por una *moura* cuando le cayó de la cabeza al ir de camino hacia el oeste (la leyenda también presenta una versión con la virgen como constructora de la piedra).

Para Almagro Gorbea y Alonso Romero (2022) las narrativas de las *peñas sagradas* en Galicia surgen en un sustrato animista paleolítico, posteriormente cristianizado. *Penedos* y *penas* aún son considerados personificaciones, creaciones y moradas de divinidades (Figura 5), espíritus o seres míticos locales como es el caso de *A Pena das Ánimas* (Celanova) o el *Penedo da Moura* (Xinzo). Estas formas también podrían reflejar la existencia de altares rupestres (III milenio a.C., cuando poseen *gnammas*) y han sido re-significados por la instalación de cruces o la construcción de santuarios rurales como es el caso del santuario de *Nosa Señora do Xurés* (Lobios). Cabe considerar en algunos casos (Barandela *et al.*, 2005) la dificultad de distinguir cavidades naturales y antrópicas en los altares rupestres.



Figura 4. a) *Penedos da Raíña Loba* (Os Blancos), b) *Penedos Rachados* (Cela), creados por una *moura*.
Figure 4. a) Crags of the Queen Wolf (Os Blancos), b) The Broken Crags (Cela), both created by a moura.



Figura 5. *Penedos* en la cima de Larouco, morada del Reve Larouco.
Figure 5. Crags in Larouco summit, the dwelling of the God Larouco.

La atribución sagrada (Figura 6), transformada en el tiempo desde el mundo profano al religioso,

está ligada a ritos de veneración, sanación y fertilidad todavía presentes en las creencias de la cultura popular.



Figura 6. a) San Pedro de Rocas (Esgos), entre *penedos*; b) Ermita de San Trocado (Ourense), construida sobre *penedos* con *gnammas*; c) Cama de San Xoán (Taboadela), asociada a ritual de fertilidad.
Figure 6. a) San Pedro de Rocas (Esgos), between crags; b) San Trocado Chapel (Ourense), built on crags; c) San Xoán Bed (Taboadela), linked to fertility ritual.

5. CONSIDERACIONES FINALES

Los *penedos*, *pedras* y *penas* objeto de estudio poseen atributos intangibles otorgados desde tiempos pre-romanos. La permanencia de esos atributos como patrimonio inmaterial vivo en la cultura popular configura un valor sociocultural en el que se incluye su función como marcas territoriales, altares, lugares rituales o mágicos y fortalezas para la defensa del territorio.
El análisis de la toponimia registrada en una plataforma social colaborativa y de las aportaciones multidisciplinares muestra la riqueza de los atributos intangibles del patrimonio geomorfológico local en el área de estudio y su importante papel como elementos de la identidad territorial. La articulación de sus narrativas es un proceso de larga duración en el que intervienen mitos y leyendas.
El avance de resultados presenta una síntesis preliminar de la investigación sobre el tema, que prosigue con mayor profundidad.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio está vinculado al proyecto de investigación INOU25-02 (Universidade de Vigo y Deputación de Ourense).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aikenhead, G. y Michell, H. (2011). *Bridging culture, indigenous and scientific ways of knowing*. Pearson, Ontario, 196 pp.
Alberro, M. (2002). La mitología y el folklore de Galicia y las regiones célticas del noroeste europeo atlántico. *Garoza*, 2, 9-30.
Almagro Gorbea, M. y Alonso Romero, F. (2022). *Peñas Sacras de Galicia*. Fundación Luis Monteagudo, Betanzos, 550 pp.
Barandela, I., Castro, L., Lorenzo, J.M. y Otero, R. (2005) Nota sobre los santuarios rupestres de la Gallaecia. *Minius*, 13, 47-68.
Barros Silvélo, R. (1875). *Antigüedades de Galicia*. Imprenta de D. Domingo Puga, A Coruña, 216 pp.
Campelo, A. (2023). Penedos na paisagem. A oralidade e a força da pedra sagrada. En: Vieira, A. (coord.), *Arqueologia e Tradição Oral*. CITCEM, Porto, 95-124.
Coratza, P. y Hobléa, F. (2018). The Specificities of Geomorphological Heritage. En: Reynard, E. y Brilha, J. (eds.), *Geoheritage*. Elsevier, Amsterdam, 87-106.
Galicia Nomeada, Xunta de Galicia, 02/05/2025, https://galicianomeada.xunta.gal/sixtop/inicio
Gray M. (2013). *Geodiversity: Valuing and Conserving Abiotic Nature*. Wiley-Blackwell, Chichester, 512 pp.
Justice, S., Crofts, R., Gordon. J.E. y Gray, M. (2025). *The Meaning of Nature: Clarification for strengthened protection and management*. IUCN WCPA Issues Paper Series No. 5, Gland, Switzerland, 30 pp.
Kubaliková, L. y Coratza, P. (2023). Reflections of geodiversity–culture relationships within the concept of abiotic ecosystem services. En: Kubalíková, L. *et al*. (eds.), *Visages of Geodiversity and Geoheritage*. Geological Society, London, Special Publication, 530, 67-88.
Llinares García, M. (2012). Mouras e mulleres: as imaxes femininas na mitoloxía popular galega. En: Asociación de Escritores en Lingua Galega (ed.) *Actas das V Xornadas de Literatura de Tradición oral*, Lugo, 61-75.
Martínez, T. (2023). Galicia Sobrenatural. Ediciones Luciérnaga, Barcelona, 272 pp.
Migoń, P. (2021). Granite Landscapes, Geodiversity and Geoheritage-Global Context. *Heritage*, 4, 198-219.
Panizza M. y Piacente S. (2003). *Geomorfologia culturale*. Pitagora, Bologna, 360 pp.
Quintía Pereira, R. (2021). Pola Limia entre mouras, santas e raíñas. *Lethes*, 15, 122-145.
Reynard, E. y Giusti, C. (2018). The landscape and the cultural value of geoheritage. En: Reynard, E. y Brilha, J. (eds.), *Geoheritage*. Elsevier, Amsterdam, 147-166.
Taboada Chivite (1965). *O culto das pedras no noroeste peninsular*. Real Academia Galega, A Coruña, 44 pp.
Varela Vázquez, B. (2004). Denominacións para "Pedra", "Penedo" e conceptos afins en galego. En: Concello da Cultura Galega (ed.), *A lingua galega, historia e actualidade*. Instituto da Lingua Galega, Santiago de Compostela, 575-584.
Vidal-Romaní, J.R. (2023). Endogenous/Exogenous Forms of Granite Geomorphology in Galicia. En: A. Núñez-Delgado *et al*. (eds.), *The Environment in Galicia: A Book of Images*. Springer, Switzerland, 89-105.
Villa-Amil y Castro, J. (1873). *Antigüedades prehistóricas y célticas de Galicia*. Imprenta Soto Freire, Lugo, 115 pp.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 367-370. ISBN: 978-84-10345-81-2

EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO GLACIAR Y PERIGLACIAR EN EL SECTOR VALGRANDE PAJARES-BRAÑILLÍN (MONTAÑAS CANTÁBRICAS)

The Glacial and Periglacial Geomorphological Heritage in the Valgrande Pajares-Brañillín Sector (Cantabrian Mountains)

Fernando Fresnedo Guillem[1], Benjamín González Díaz[1], Mirella Ochoa Álvarez[1], Jesús Ruiz Fernández[1]

1. Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo. UO283482@uniovi.es.

Abstract: This study assesses human impact on glacial and periglacial geomorphological heritage in the Valgrande-Pajares sector (Cantabrian Mountains), affected by tourism infrastructure. Using GIS, historical images, and field observation, the research quantifies alterations in glacial cirques, moraines, and scree slopes. Results reveal significant landscape transformation, highlighting the need for conservation strategies and sustainable tourism diversification in the current climate change scenario.

Palabras clave: Patrimonio geomorfológico, glaciarismo, periglaciarismo, fotografía virtual repetida.
Keywords: Geomorphological heritage, glacial, periglacial, repeated virtual photography.

1. INTRODUCCIÓN

El cambio climático global plantea un desafío significativo para las actividades humanas en las áreas de montaña, especialmente en aquellas dependientes del turismo de nieve, como las estaciones de esquí, que enfrentan una disminución en la cobertura nival, especialmente aquellas que cuentan con un rango altitudinal moderado, como ocurre en buena parte de las existentes en la Península Ibérica (Beniston, 2016).

Ante esta situación, la diversificación turística basada en el patrimonio geomorfológico glaciar y periglaciar surge como una alternativa sostenible. Este enfoque busca revalorizar los paisajes con una morfodinámica glaciar y/o periglaciar activa, o aquellos otros que cuentan con geoformas relictas, promoviendo su conservación y uso educativo, al tiempo que se reduce la dependencia del turismo invernal (Bourdeau, 2009).

En la Península Ibérica, los principales sistemas montañosos conservan huellas del glaciarismo pleistoceno y también de la morfodinámica periglaciar, resultado de su sensibilidad a las variaciones climáticas del Cuaternario (Hughes *et al*., 2022).

Muchas de estas áreas han sido alteradas por infraestructuras turísticas desde mediados del siglo XX. Las estaciones de esquí se concentran principalmente por encima de los 1.600 m en el norte y 2.000 m en el sur, en ámbitos como los Pirineos, Sierra Nevada, el Sistema Central, las Montañas Cantábricas y las Montañas del Noroeste (Cáncer Pomar *et al*., 2001). El estudio de los paisajes de media y alta montaña que han sufrido transformaciones tan profundas representa un reto para la comunidad científica, debido a la dificultad de identificar y cartografiar sus formas originales. A pesar de ello, estas áreas no deben ser desechadas de la investigación, ya que su análisis puede enriquecer el conocimiento sobre el glaciarismo y el periglaciarismo ibérico, y fomentar su patrimonialización y uso como recurso desde una perspectiva sostenible.

Teniendo en cuenta lo expuesto, este trabajo tiene como finalidad analizar el impacto antrópico sobre el patrimonio geomorfológico glaciar y periglaciar del sector del Brañillín Valgrande-Pajares (Montañas Cantábricas). Para ello se presentan los siguientes objetivos específicos:

(I) Localizar y cartografiar las formas glaciares y periglaciares, a la par que las infraestructuras turísticas actuales en el sector estudiado.
(II) Cuantificar la superficie de geoformas afectadas por usos antrópicos mediante técnicas SIG de geoprocesamiento espacial.
(III) Analizar la evolución temporal del impacto antrópico sobre el paisaje glaciar y periglaciar mediante ortoimágenes históricas y actuales.
(IV) Sistematizar los resultados en tablas de síntesis que combinen datos cuantitativos y cualitativos, y que sirvan como base de diagnóstico para la gestión, conservación y planificación territorial del patrimonio glaciar y periglaciar.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El sector de Valgrande-Pajares Brañillín se sitúa entre Asturias y Castilla y León, en la parte sur del municipio de Lena. El área de estudio abarca tres cumbres principales: Cuitu Negru (1856 m), Pico la Cerre (1493 m) y Pico Celleros (1864 m; Figura 1). Desde el punto de vista geológico, en este sector predominan cuarcitas, areniscas, calizas y dolomías de las formaciones Herrería, Láncara y Barrios, con edades comprendidas entre el Precámbrico y el Ordovícico. La tectónica está marcada por un apilamiento antiformal en el Cuitu Negru, que genera una ventana tectónica. En cuanto a la geomorfología, el área presenta formas glaciares erosivas y sedimentarias heredadas, así como depósitos periglaciares y nivales relictos y activos.

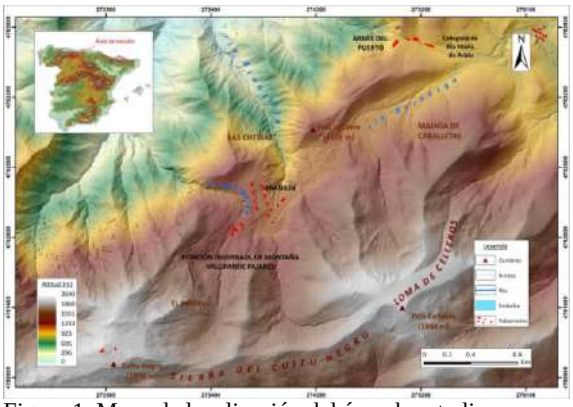


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.
Figure 1. Location map of the study area.

El clima es frío y húmedo, con una temperatura media anual de 7,2 ºC y 1.406 mm de precipitación a 1.480 m de altitud. Según la clasificación de Köppen, predominan los tipos Cfc y Dsc.

Este sector experimentó una transformación radical al pasar de ser una braña vaqueira a convertirse en estación de esquí (Valgrande-Pajares) en menos de un siglo. Dicha transformación sustituyó el paisaje tradicional por urbanizaciones y pistas de esquí, provocando la quiebra del sistema agrario tradicional. Desde 2002, la urbanización cuenta con 13 edificios y 1.500 plazas. La estación ofrece 30,9 km de pistas, nieve artificial, remontes y zonas recreativas, consolidándose como un importante centro de ocio invernal.

3. METODOLOGÍA

La metodología se centra en evaluar el impacto humano sobre las formas glaciares y periglaciares presentes en el Brañillín mediante un enfoque mixto: análisis espacial con SIG, observación directa y revisión de ortoimágenes históricas. Se identificaron las infraestructuras turísticas actuales (pistas, remontes, accesos) y se superpusieron a la cartografía geomorfológica para calcular las superficies afectadas mediante técnicas de geoprocesamiento. Además, se aplicó un análisis diacrónico con ortoimágenes de 1956 y actuales, utilizando la técnica de imágenes virtuales repetidas para visualizar la evolución del paisaje (González-Díaz, 2020; González-Díaz *et al*., 2024; Figura 2).

Las observaciones de campo permitieron registrar alteraciones directas como erosión o remodelación del terreno. Finalmente, se elaboró una tabla de síntesis que recoge la superficie de cada geoforma afectada, el tipo de impacto y su intensidad, sirviendo como herramienta diagnóstica para la gestión, conservación y planificación del patrimonio glaciar y periglaciar, así como base para futuros seguimientos y estrategias de restauración.

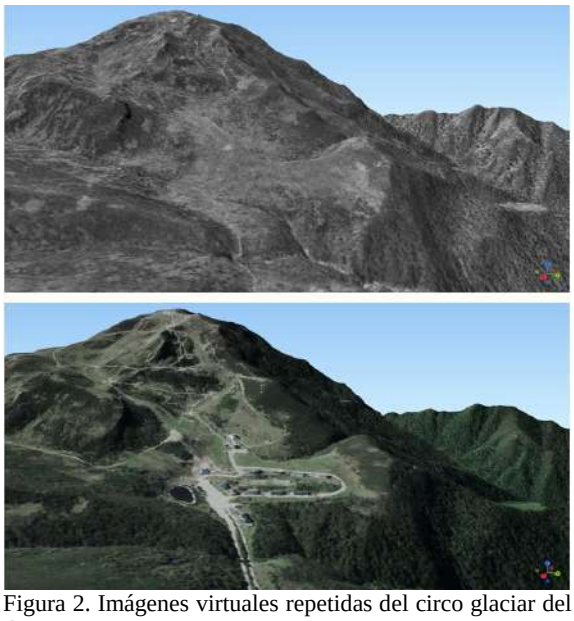


Figura 2. Imágenes virtuales repetidas del circo glaciar del Cuitu Negru.
Figure 2. Repeated virtual images of the Cuitu Negru glacial cirque.

4. RESULTADOS

Para cuantificar el impacto antrópico en el sector del Brañillín, se seleccionaron las geoformas glaciares y periglaciares afectadas. Entre las glaciares, destacan los circos glaciares y el material morrénico, mientras que, entre las periglaciares, los canchales son las más alteradas. Dado que los usos humanos son diversos, se diferenciaron los tipos de impacto según el uso, analizando su intensidad y consecuencias geomorfológicas, ecológicas y paisajísticas.

Tabla 1. Evaluación del impacto sobre los circos glaciares, el material morrénico y los canchales.
Table 1. Impact assessment on glacial cirques, morainic material, and scree slopes.

Geoforma	Superficie total (Ha)	Superficie alterada (Ha)	% Alterado	Usos del área alterada	Tipo de impacto	Evaluación del impacto
Circo glaciar	73 ha	15.14	20.74%	Pistas forestales	Impacto ecológico	Moderado
					Impacto paisajístico	Moderado
					Pérdida de suelo	Alto
					Alteración geomorfológica	Alto
		30.80	42.19%	Dominio esquiable	Impacto ecológico	Muy alto
					Impacto paisajístico	Muy alto
					Pérdida de suelo	Muy alto
					Alteración geomorfológica	Muy alto
		0.03	0.044%	Construcciones	Impacto ecológico	Moderado
					Impacto paisajístico	Moderado
		0.35	0.48 %	Remontes	Impacto ecológico	Muy alto
					Impacto paisajístico	Muy alto
					Pérdida de suelo	Bajo
					Alteración geomorfológica	Moderado
Total		**46.32**	**63.45%**			
Material morrénico	167	17.75	10.63%	Pistas forestales	Impacto ecológico	Moderado
					Impacto paisajístico	Moderado
					Pérdida de suelo	Alto
					Alteración geomorfológica	Muy alto
		7.13	4.27%	Dominio esquiable	Impacto ecológico	Alto
					Impacto paisajístico	Alto
					Pérdida de suelo	Muy alto
					Alteración geomorfológica	Muy alto
		7.44	4.46%	Construcciones	Impacto ecológico	Moderado
					Impacto paisajístico	Moderado
					Pérdida de suelo	Muy alto
					Alteración geomorfológica	Muy alto
		4.65	2.78%	Remontes	Impacto ecológico	Muy alto
					Impacto paisajístico	Muy alto
					Compactación y pérdida de suelo	Bajo
					Alteración geomorfológica	Bajo
Total		**36.97**	**22.14%**			
Pedreras	18	6.77	37.61%	Pistas forestales	Impacto ecológico	Moderado
					Impacto paisajístico	Moderado
					Compactación y pérdida de suelo	Alto
					Alteración geomorfológica	Muy alto
		6.77	36.57%	Remontes	Impacto ecológico	Alto
					Impacto paisajístico	Alto
					Compactación y pérdida de suelo	Moderado
					Alteración geomorfológica	Moderado
Total		**13.35**	**74.18%**			

El impacto en los circos glaciares

El interior del circo glaciar del Cuitu Negru ha sufrido una transformación significativa, con 46,32 hectáreas alteradas de un total de 73 ha (63,45%). Este alto porcentaje refleja una fuerte presión sobre una geoforma de gran valor geomorfológico (Tabla 1).

El tipo de uso con mayor impacto es el dominio esquiable, que ocupa 30,80 ha (42,19%), generando impactos geomorfológicos, ecológicos y paisajísticos notables. Le siguen las pistas forestales (15,14 ha, 20,74%), que contribuyen a la fragmentación del hábitat y a la erosión del suelo. Los remontes, aunque ocupan solo 0,35 ha, consolidan la transformación del espacio y tienen efectos visuales y ecológicos relevantes. Las construcciones, por su parte, tienen una extensión superficial menor, dando lugar a un impacto catalogado como moderado.

El impacto en el material morrénico

Las morrenas, geoformas frágiles por su composición suelta y heterométrica, han sido alteradas en 36,97 ha de un total de 167 ha (22,14%). Las pistas forestales son el uso más invasivo (17,75 ha, 10,63%), con efectos

significativos en la estabilidad de los taludes abiertos. El dominio esquiable afecta 7,13 ha (4,27%), con impactos altos en modelado del terreno, vegetación y presión estacional. Las construcciones, aunque similares en superficie (7,44 ha), generan impactos permanentes por la ocupación fija del terreno, especialmente en la urbanización del Brañillín, donde se ha modificado la topografía y se han introducido infraestructuras que alteran la percepción del paisaje. Los remontes (4,65 ha, 2,78%) tienen un impacto visual y ecológico considerable, aunque menor en términos geomorfológicos.

El impacto en los canchales

Las pedreras, formaciones superficiales integradas superficialmente por cantos y bloques y debidas a la combinación de diversos procesos (gelifracción, desprendimientos, arroyada, caída de aludes, solifluxión, etc.), son especialmente vulnerables.

De las 18 ha que ocupan, 13,35 ha han sido alteradas (74,18%), lo que indica una transformación muy importante (Tabla 1). Las pistas forestales afectan a 6,77 ha (37,61%), con impactos ecológicos y paisajísticos moderados, pero muy altos en cuanto a la alteración geomorfológica. La apertura de pistas implica movimientos de tierra y modificación de taludes, lo que puede generar inestabilidad y erosión acelerada. Los remontes, también con 6,77 ha (36,57%), presentan impactos significativos en fragmentación del hábitat y paisaje, aunque sus efectos sobre el suelo son moderados debido a su huella más puntual.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La superficie alterada por la construcción de la estación de Valgrande-Pajares asciende a 96,64 ha, lo que supone el 74,2 % del total del área de estudio. La afección involucra a geoformas como un circo glaciar, morrenas y canchales, y se materializa en la creación del dominio esquiable, la apertura de pistas forestales y la construcción de remontes mecánicos y diversas edificaciones. Los resultados obtenidos en la evaluación de impacto sobre las geoformas glaciares y periglaciares, muestran gran similitud con otras aportaciones similares realizadas para las estaciones de esquí de San Isidro y Fuentes de Invierno en las montañas asturleonesas (Marqués, 2017), o para la estación de esquí de Alto Campoo (Serrano, 2012). En un contexto de cambio climático que compromete la viabilidad de las estaciones de esquí (Beniston, 2016), la diversificación de la oferta turística basada en el patrimonio geomorfológico se presenta como una alternativa sostenible y resiliente (Bourdeau, 2009). Junto a proyectos de restauración, la puesta en valor del paisaje glaciar del área del Brañillín a través de georrutas, actividades educativas y de divulgación, podría contribuir a reconciliar la conservación del medio físico con el desarrollo socioeconómico del territorio, tal como proponen Ruiz *et al*. (2008) y Thomas (2012).

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; ref. GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Beniston, M. (2016). *Environmental Change in Mountains and Uplands*. Routledge, Londres, 172 pp.

Bourdeau, P. (2009). De l'après-ski à l'après-tourisme, une figure de transition pour les Alpes? *Journal of Alpine Research / Revue de Géographie Alpine*, 23, 97-3.

Cáncer Pomar, L., Fernando, Y., Cabello, P. (2001). El impacto ambiental de las pistas de esquí en los dominios supraforestales: cambios en los paisajes rurales altimontanos. *Ería: Revista Cuatrimestral de Geografía*, 56, 299-308.

Hughes, P.D. (2022). Concept and global context of the glacial landforms from the Last Glacial Maximum. *European Glacial Landscapes*, 355-358.

González Díaz, B., Ruiz Fernández, J., González Díaz, J.A. (2024). La aplicación de los itinerarios pedagógicos virtuales para la enseñanza de la Geografía: una propuesta metodológica. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 101, 1-32.

González-Díaz, J.A. (2020). Modelos de gestión del territorio, paisaje y biodiversidad en un espacio de montaña: la Reserva de la Biosfera de Redes. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 85, 1-5.

Marqués, M. (2017). El impacto de las estaciones de esquí de San Isidro y Fuentes de Invierno en el patrimonio geomorfológico glaciar y periglaciar. En: Ruiz-Fernández, J, García-Hernández, C., Oliva, M., Rodríguez-Pérez, C., Gallinar, D. (Eds.), *Ambientes periglaciares: avances en su estudio, valoración patrimonial y riesgos asociados*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, Oviedo, 282-283.

Ruiz, D., Moreno, H.A., Gutiérrez, M.E., Zapata, P.A. (2008). Changing climate and endangered high mountain ecosystems in Colombia. *Science of the Total Environment*, 398, 122-132.

Serrano, E. (2002). Elementos geomorfológicos singulares y pérdida patrimonial: el caso del glaciar rocoso de Los Asnos (Alto Campoo, Cantabria). *Estudios recientes en Geomorfología (2000–2002)*. Patrimonio, montaña y dinámica territorial. Sociedad Española de Geomorfología, 431-441.

Thomas, M.F. (2012). Geodiversity and Landscape Sensitivity: A Geomorphological Perspective. *Scottish Geographical Journal*, 128 (3), 195-210.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 371-374. ISBN: 978-84-10345-81-2

EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO DEL MACIZO DE PEÑA UBIÑA Y SUS LUGARES DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO

The geomorphological heritage of the Peña Ubiña Massif and its geomorphosites

David Gallinar[1], Jesús Ruiz-Fernández[1], Cristina García-Hernández[1], Mirella Ochoa-Álvarez[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo. gallinardavid@uniovi.es

Abstract: The Peña Ubiña Massif is one of the highest mountain areas with most outstanding natural values in the Cantabrian Mountains, which has been a key aspect for its declaration as a Natural Park and Biosphere Reserve. The lithological diversity of this massif are characterized by a predominance of limestones and, to a lesser extent, dolomites, quartzites, sandstones and slates, covering all the geological periods of the Paleozoic with the exception of the Permian. Among the processes and landforms identified are features of glacial, periglacial, nival, gravitational, fluvio-torrential, lacustrine, karstic, mixed genesis and anthropogenic origin. They generate a rich geodiversity deserving of specific protection, study and dissemination. Based on a methodology used in previous works and adapted to the characteristics of the study area, in this contribution, seventeen geomorphosites that represent the aforementioned values have been identified. A more in-depth knowledge of them can contribute to the proper management of this unique area in the context of the Cantabrian Mountains.

Palabras clave: Macizo de Peña Ubiña, lugar de interés geomorfológico, patrimonio geomorfológico, paisaje.
Keywords: Peña Ubiña Massif, geomorphological sites, geomorphological heritage, landscape.

1. INTRODUCCIÓN

Con la propuesta de un Lugar de Interés Geomorfológico (LIGm) se pretende identificar y proteger los conjuntos de formas estructurales y/o de modelado de un espacio geográfico que tienen valor por su interés científico, educativo, estético y/o cultural (Gallinar *et al*., 2024). Éstos pueden abarcar diferentes elementos geomorfológicos de pequeño y mediano tamaño, o formar parte de un territorio y/o paisaje más extenso que los englobe (Reynard, 2005).

En este sentido, existe un creciente interés y esfuerzo tanto a nivel nacional (González Trueba y Serrano, 2008; Bazán, 2014; González Amuchastegui *et al*., 2014; Fernández *et al*., 2015; Martín-Vivaldi Caballero *et al*., 2016; Ruiz Pedrosa y Serrano, 2023, 2024; Ruiz Pedrosa *et al*., 2024), como internacional (Feuillet y Sourp, 2011; Artugyan, 2014; Coratza y Hobléa, 2018; Duval y Campo, 2018; Pijet Migoń y Migoń, 2022) en cuanto a la propuesta de LIGms y a la difusión de sus valores, ya que éstos, siempre desde el prisma de la sostenibilidad, pueden llegar a funcionar como foco de atracción de visitantes y, por tanto, como fuente de riqueza para las áreas implicadas.

En este sentido, el presente trabajo se centra en la identificación de LIGms en el Macizo de Peña Ubiña. Este macizo, ubicado en la parte central del Macizo Asturiano, destaca por poseer las mayores altitudes del sector centro-occidental de estas montañas, con cumbres como El Fontán sur (2417 metros s.n.m.), El Fontán norte (2416 metros s.n.m.) y Penubina la Grande (2414 metros s.n.m.). Geológicamente este macizo está conformado por potentes estratos de calizas que resaltan sobre valles pizarrosos, cuarcíticos y areniscosos adyacentes (Truyols *et al*., 1982). Respecto a las condiciones climáticas, el área de estudio recibe la humedad de los frentes atlánticos procedentes del oeste, retenidos por el efecto foehn, los cuales provocan que lleguen a superarse los 2000 mm anuales, de los cuales el ~70 % son en forma de nieve, quedando la isoterma de 0 ºC a 2400-2500 metros s.n.m. (Muñoz Jiménez, 1982; Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015).

2. METODOLOGÍA

La metodología aplicada se basó en dos líneas de trabajo sucesivas:

1) Trabajo de campo y fotointerpretación. Consistió en el reconocimiento de las formas estructurales y los procesos y formas de modelado existentes en el Macizo de Peña Ubiña, y su potencialidad como posibles LIGms, identificando 17 emplazamientos susceptibles de serlo.

Tabla 1. Lugares de Interés Geomorfológico propuestos para el Macizo de Peña Ubiña. Fuente: elaboración propia.
Table 1. Proposed geomorphosites for the Peña Ubiña Massif. Source: own work.

Geomorfositios		**Valores intrínseco y añadido**		**Valor de uso y gestión**		**Rasgos geomorfológicos**
Propuesta de LIGms	**Nº**	**Valor intrínseco**	**Valor añadido**	**Fragilidad**	**Capacidad de uso**	**Principales características**
Sistemas endokársticos del Macizo de Peña Ubiña	1	7	5	2	1	Simas, cuevas y abundancia de espeleotemas
Surgencias intermitentes de Los Garrafes	2	8	8	6	9	Cuatro surgencias intermitentes principales
Lagos, lagunas y turberas del Macizo de Peña Ubiña	3	6	9	8	7	Numerosos humedales de pequeño y mediano tamaño
El Puerto Güeria	4	7	8	5	6	Formas glaciares, periglaciares, lacustres y fluviotorrenciales
Ḷḷaseiru	5	6	7	5	6	Lago cerrado por morrenas
Valle glaciar de El Meicín	6	8	9	7	9	Abundancia de restos glaciares
Pena Cerreo	7	8	7	5	7	Formas glaciares y periglaciares
Penubina la Pequena	8	7	6	3	4	Formas glaciares y periglaciares
La Becerrera	9	7	7	6	8	Abundancia de morrenas glaciares y pedreras activas
La Veiga Retuertu y La Veiga Candioḷḷes	10	6	6	7	7	Glaciarismo, periglaciarismo, karst y actividad fluviotorrencial
La Veiga Soceḷḷares	11	6	6	5	5	Cubeta glaciokárstica con morfologías glaciares y periglaciares
Canales y conos de aludes de El Preu l'Albu y el Siega l'Abá	12	7	6	5	3	Numerosas huellas de actividad de aludes de nieve
Cimas y circos glaciares del Macizo de Peña Ubiña	13	8	8	3	7	Glaciarismo, periglaciarismo, karst y paredes subverticales
Pena Rueda	14	6	7	3	6	Pliegue acostado
Desfiladeros de La Foiz Grande y La Foiz Pequena	15	7	7	3	6	Valles profundos con actividad fluviokárstica actual
Plataforma calcárea del Güertu'l Dieblu	16	7	6	3	5	Desierto kárstico. Proliferan diversas formas nivokársticas y endokársticas
Fortificaciones militares de la Guerra Civil del Macizo de Peña Ubiña	17	8	9	9	9	Variedad de baluartes y refugios militares

2) Valoración de cada uno de los LIGms a partir de los sistemas de evaluación propuestos por otros autores y adaptados a este trabajo (Bazán, 2014; González Amuchastegui *et al*., 2014; Duval y Campo, 2018; Ruiz Pedrosa *et al*., 2024).

3. RESULTADOS

Se han identificado 17 emplazamientos en el Macizo de Peña Ubiña susceptibles de ser declarados LIGms, los cuales han sido evaluados de cero (mínimo) a diez (máximo) puntos según su valor intrínseco, su valor añadido y su valor de uso y gestión, diferenciando asimismo entre su fragilidad y su capacidad de uso, como proponen Bazán (2014), González Amuchastegui *et al*. (2014), Duval y Campo (2018) y Ruiz Pedrosa *et al*. (2024) (Tabla 1).

1) Los «sistemas endokársticos del Macizo de Peña Ubiña» se desarrollan por el cordal principal del macizo y, en menor medida, por el resto de ramales y peñas. Se componen de innumerables conductos, a veces interconectados entre sí, que cuentan con desarrollos verticales que llegan a superar los 600 metros (como el Pozu Cuapalacio, -654 metros; y El Trabe Rolamuela, que consta de dos ramales de -634 y -626 metros de profundidad y 2604 metros de desarrollo), los cuales albergan numerosos tipos de espeleotemas como estalactitas, estalagmitas, columnas, cortinas y formas coraloides, entre otras, destacando en este sentido la Cueva'l Meḷḷuque, de ~3500 metros de desarrollo.

2) Las «surgencias intermitentes de Los Garrafes» se componen de cuatro surgencias principales, las cuales brotan con fuerza durante el deshielo primaveral y cuando el nivel freático es elevado, lo que ocurre principalmente entre los meses de marzo y abril, y secundariamente en enero, febrero y mayo.

3) Los «lagos, lagunas y turberas del Macizo de Peña Ubiña» se desarrollan principalmente en los valles, donde abundan los suelos pizarrosos y las morfologías glaciares. Son mayoritariamente pequeños humedales, aunque existen algunos de mayor tamaño, como La Trelda (7,1 hectáreas), El Ḷḷegu de El Puerto Güeria (3,2 hectáreas) y El Ḷḷegu de El Meicín (1,4 hectáreas).
4) «El Puerto Güeria» es uno de los sectores de mayor geodiversidad del área de estudio. Aquí abundan las formas erosivas y los depósitos glaciares; las formas fluviotorrenciales y los humedales; así como pedreras bien desarrolladas, debido a la combinación de procesos gravitacionales, nivales y periglaciares.
5) «Ḷḷaseiru» es un entorno de similares características al anterior en el que destaca su lago con turbera de La Trelda, cerrado al frente por tres cordones morrénicos.
6) El «valle glaciar de El Meicín» es probablemente el de mayor tránsito de montañeros y turistas del Macizo de Peña Ubiña debido a su facilidad de acceso y a la ubicación del refugio de montaña homónimo. En este emplazamiento abundan las formas de modelado glaciares, especialmente depósitos morrénicos. Asimismo, son muy abundantes las morfologías derivadas de la acción de las avalanchas de nieve, como canales y conos de aludes.
7) «Pena Cerreo» (2112 metros s.n.m.) está conformada por una triple sucesión escalonada de plataformas cabalgantes que limitan entre sí por paredes subverticales de ~100 metros de desnivel. Destaca, asimismo, por haber sido la cabecera de un glaciar de domo, el único del área de estudio, del cual partían varias lenguas glaciares hacia los valles de El Meicín, Axeite y Retuertu. También se han identificado pedreras activas.
8) «Penubina la Pequena» (2196 metros s.n.m.) es un pliegue anticlinal cortado por varias fallas, el cual fue cabecera glaciar, destacando el glaciar cubierto que se desarrolló hacia el oeste. También cabe citar la presencia de movimientos de ladera rápidos y lentos, en forma de flujos de derrubios, desprendimientos rocosos y solifluxión activa.
9) «La Becerrera», junto a la contigua ladera de Los Ḷḷanos d'El Fontán, es uno de los sectores donde mejor se pueden observar las pulsaciones de los glaciares que existieron en este enclave, que formaron una sucesión de cordones y crestas morrénicas, distinguiéndose hasta seis fases morfogenéticas en la evolución de este glaciar acantonado en sus últimas fases dentro de su propio circo. Asimismo, las pedreras aquí son muy activas debido a que se nutren de las crestas rocosas de mayor altitud del macizo y están favorecidas por la dinámica de aludes.
10) «La Veiga Retuertu y La Veiga Candioḷḷes» son dos grandes cubetas glaciokársticas que conformaron la cabecera de un valle glaciar y una zona de acumulación de hielo. También se pueden observar morrenas glaciares, pedreras activas y numerosas dolinas.
11) «La Veiga Soceḷḷares» es una cubeta glaciokárstica de gran similitud respecto a las anteriormente descritas, en la que destacan sus numerosas lagunas, y especialmente una de mayor tamaño, cerrada al frente por varias morrenas.
12) Los «Canales y conos de aludes de El Preu l'Albu y el Siega l'Abá» son sectores muy activos en lo que se refiere a caída de avalanchas de nieve, dando lugar a numerosos canales y conos de aludes que alcanzan gran desarrollo. El mayor cono de este conjunto alcanza 6,1 hectáreas de extensión.
13) Las «Cimas y circos glaciares del Macizo de Peña Ubiña» conforman uno de los sectores más enhiestos y verticalizados del sector centro-occidental del Macizo Asturiano, siendo además el cordal de mayor altitud de esta parte de las Montañas Cantábricas (sector occidental). Destacan sus formas glaciares, muy abundantes y más frescas que las de cotas inferiores, así como la acción del periglaciarismo que se desarrolla en ellas, con procesos como la crioturbación, responsable de la formación de suelos ordenados incipientes.
14) «Pena Rueda» (2153 metros s.n.m.) es una montaña individualizada y armada en caliza, la cual presenta evidencias erosivas glaciares, así como numerosos canales y conos de aludes en su vertiente septentrional. No obstante, su rasgo más distintivo es un gran pliegue acostado, muy evidente y observable desde El Puerto Güeria.
15) Los «Desfiladeros de La Foiz Grande y La Foiz Pequena» son dos gargantas muy encajadas que alcanzan los 500 metros de profundidad, por las que discurrieron sendos glaciares de los cuales quedan principalmente evidencias erosivas y *till*.
16) La «Plataforma calcárea del Güertu'l Dieblu», emplazada en el sector norte del cordal principal, conforma un sector dominado casi exclusivamente por el karst nival, que da lugar a lapiaces libres muy desarrollados, así como a numerosas dolinas, uvalas, pozos nivokársticos y simas. Por consiguiente, todo ello conforma un área de desierto kárstico.

17) Las «fortificaciones militares de la Guerra Civil Española del Macizo de Peña Ubiña», si bien no son un elemento natural, suponen un patrimonio de indiscutible interés cultural y su impacto en el paisaje es evidente. Hay buenos ejemplos de trincheras, parapetos, túneles excavados en roca y nidos de ametralladora, entre otras morfologías.

4. CONCLUSIONES

El Macizo de Peña Ubiña cuenta con una variada y valiosa geodiversidad que ha llevado a reconocer hasta 17 LIGms. El valor patrimonial de tales emplazamientos y su reconocimiento servirán para mejorar los Planes Rectores de Uso y Gestión de los Parques Naturales a los que pertenece el área de estudio (Parque Natural de Las Ubiñas-La Mesa –Asturias, 2006–, y Parque Natural de Babia y Luna –León, 2015–), permitiendo así su protección, conservación y explotación turística desde un punto de vista racional y sostenible.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades y líneas de trabajo del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Artugyan, L. (2014). Geomorphosites as a valuable resource for tourism development in a deprived area. The case study of Anina Karstic Region (Banat Mountains, Romania). *Analele Universităţiidin Oradea, Seria Geografie,* 2, 89-100.

Bazán, H. (2014). *La interpretación del patrimonio geomorfológico en los Picos de Europa: una propuesta para su aprovechamiento didáctico y geoturístico*. Tesis Doctoral - Universidad de Valladolid.

Coratza, P. y Hobléa, F. (2018). The Specificities of Geomorphological Heritage. En E. Reynard, J. Brilha (Eds.), *Geoheritage*, Elsevier, 87-106.

Duval, V.S. y Campo, A.M. (2018). Patrimonio geomorfológico y geodiversidad en las Sierras de Lihué Calel (Argentina). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 79, 2476, 1-24.

Fernández, A., Ruiz Fernández, J., Gallinar, D. y García Hernández, C. (2015). El patrimonio geológico de las Hoces del Júcar (La Manchuela-Albacete): una propuesta de lugar de interés geológico (LIG). En: M.S. Mendia Aranguren, A.H. Orús, M. Monge Ganuzas, E. Fernández Martínez, J. Vegas, y Á. Belmonte (Eds.), *Patrimonio geológico y geoparques, avances de un camino para todos*, IGME, Madrid, 55-60.

Feuillet, T. y Sourp, E. (2011). Geomorphological Heritage of the Pyrenees National Park (France): Assessment, Clustering, and Promotion of Geomorphosites. *Geoheritage*, 3, 151-162.

Gallinar D., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. y Ochoa Álvarez, M. (2024). El patrimonio geomorfológico del Macizo de Peña Ubiña: propuesta de lugares de interés geomorfológico en un espacio natural protegido. *Investigaciones Geográficas,* 81, 131-154.

González Amuchastegui, M.J., Serrano, E. y González García, M. (2014). Lugares de interés geomorfológico, geopatrimonio y gestión de espacios naturales protegidos: el Parque Natural de Valderejo (Álava, España). *Revista de Geografía Norte Grande*, 59, 45-64.

González Trueba, J. y Serrano, E. (2008). La valoración del patrimonio geomorfológico en espacios naturales protegidos. Su aplicación al Parque Nacional de los Picos de Europa. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 47, 174-194.

Martín-Vivaldi Caballero, M.E., Gómez Zotano, J., Olmedo Cobo, J.A. y Pezzi Ceretto, M.C. (2016). Geomorphology of the Sierra Gorda karst, South Spain. *Journal of Maps*, 12 (5), 1143-1151.

Muñoz Jiménez, J. (1982). Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas. En: F. Quirós (Ed.), *Geografía de Asturias*. Tomo 1. Ayalga Ediciones, Salinas, 271 pp.

Ortega Villazán, M.ªT. y Morales Rodríguez, C.G. (2015). El clima de la Cordillera Cantábrica castellano-leonesa: diversidad, contrastes y cambios. *Investigaciones Geográficas*, 63, 45-67.

Pijet Migoń, E. y Migoń, P. (2022). Geoheritage and Cultural Heritage—A Review of Recurrent and Interlinked Themes. *Geosciences*, 12 (2), 98.

Reynard, E. (2005). Géomorphosites et paysages. *Geomorphologie*, 3, 181-188.

Ruiz Pedrosa (2024). Patrimonio geomorfológico como recurso didáctico y geoturístico en espacios naturales protegidos: Estudio de casos en las sierras de la Paramera y la Serrota y en el Cañón del río Lobos. Tesis doctoral. Universidad de Valladolid. 422 pp.

Ruiz Pedrosa R.M. y Serrano, E. (2023). Granite Landscapes and Landforms in the Castro de Ulaca Site (Ávila, Spain): A Narrow Relationship between Natural and Cultural Heritage. *Sustainability*, 15, 10470.

Ruiz Pedrosa, R.M. y Serrano, E. 2024. Dissemination and Interpretation of Natural Heritage in Sierra de la Paramera (Ávila, Spain). An Experimental Activity on Geomorphosites, Cultural Heritage and Landscape. *Geoheritage*, 16, 86.

Ruiz Pedrosa, R.M., González Amuchastegui, M.ªJ. y Serrano, E. (2024). Geomorphosites as geotouristic resources: assessment of geomorphological heritage for local development in the Río Lobos Natural Park. *Land*, 13, 128.

Truyols, J., Arbizu, M., García Alcalde, J.L., García López, S., Martínez Chacón, M.L., Méndez Bedia, I., Méndez Fernández, C., Menéndez, J.R., Sánchez de Posada, L.C., Soto, F., Truyols Massoni, M., Villa, E., Marcos, A., Pérez Estaún, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Aller, J., Lorenzo, P., Rodríguez Fernández, L.R. (1982). *Memoria del Mapa Geológico de España (1:50 000), hoja 77 (La Plaza, Teverga)*. Segunda serie. IGME, Madrid, 64 pp.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 375-378. ISBN: 978-84-10345-81-2

PATRIMONIO GEOMOFORFOLÓGICO URBANO Y SU DIVULGACIÓN EN EL GEOPARQUE MUNDIAL UNESCO "VOLCANES DE CALATRAVA. CIUDAD REAL": EL CASO DE CIUDAD REAL

Urban geomophorlogical heritage and its outreach in the UNESCO Global Geopark "Volcanes de Calatrava. Ciudad Real": the case of Ciudad Real

Rafael Ubaldo Gosálvez Rey, Rafael Becerra-Ramírez, Estela Escobar Lahoz, Darío Guevara Copado y Elena González Cárdenas[1,2]

1. GEOVOL-UCLM. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio (Universidad de Castilla-La Mancha). Facultad de Letras, Avda. Camilo José Cela, s/n. 13071. Ciudad Real, España. rafaelu.gosalvez@uclm.es
2. Instituto Volcanológico de Canarias, C/ Irlanda 2, 38400, Puerto de La Cruz, España.

Abstract: This contribution addresses the importance of the geomorphological heritage of Ciudad Real, a city built upon volcanoes known as maars. Although their existence was recognized late, various research efforts and outreach activities led by GEOVOL-UCLM have helped raise awareness among the local population. Since 2017, events, publications, and institutional actions have contributed to integrating this heritage into the region's territorial identity. The 2024 recognition of the UNESCO Global Geopark "Volcanes de Calatrava. Ciudad Real" reinforces its scientific, educational, and touristic value, promoting sustainable development based on geodiversity and urban geoeducation.

Palabras clave: Volcanes, Geoparque, Calatrava, Ciudad Real, Patrimonio Geomorfológico.
Keywords: Volcanoes, Geopark, Calatrava, Ciudad Real, Geomorphological heritage.

1. INTRODUCCIÓN

La geomorfología, al igual que otras disciplinas ligadas a las ciencias de la Tierra, proporciona hoy unos conocimientos que permiten abordar los nuevos retos a los que se enfrenta la sociedad (riesgos naturales, cambio climático, etc.) (Shvarev *et al*., 2022). Paradójicamente, cuanto más claro es el papel que pueden jugar las Ciencias de la Tierra mayor desinterés muestra la sociedad hacia ellas (Orion, 2019). Es llamativo cómo la biología y la ecología han encontrado un nicho fértil en la sociedad y han dirigido, y sigue haciéndolo, el diseño de las políticas de conservación del patrimonio natural, centradas en la conservación de los seres vivos. Su culmen lo alcanzó en la Conferencia de Río de Janeiro de 1992, donde se aprobó el Convenio de la Biodiversidad.

La reacción desde las Ciencias de la Tierra, aunque tardía, llegó con la aparición del término Geodiversidad en la década de 1990, y con la aparición en el año 2000 de la Red Europea de Geoparques (Carcavilla Urquí, 2012). En 2004, con el apoyo de la UNESCO, se fundó la Red Global de Geoparques con estándares comunes para su gestión (Voth, 2008). En noviembre de 2015 se aprobó la creación del "Programa Internacional de Ciencias de la Tierra y Geoparques", otorgando a los geoparques el estatus de Geoparques Mundiales de la UNESCO. Este programa, unido al inventario de geositios a escala internacional y nacional ha ido contribuyendo a desvelar la importancia del patrimonio geomorfológico en el marco de la protección del patrimonio natural y a sentar las bases para su conservación y su aprovechamiento sostenible con iniciativas como el geoturismo y la geoeducación.

El ámbito espacial de este trabajo representa un ejemplo paradigmático de todo lo comentado en los párrafos anteriores y de cómo hoy su patrimonio geomorfológico comienza a ser reconocido por la sociedad local, incluso como un elemento clave de identidad territorial (Becerra-Ramírez *et al*., 2020), y a nivel internacional con su reconocimiento en marzo de 2024 como Geoparque Mundial de la UNESCO "Volcanes de Calatrava. Ciudad Real". Es el segundo geoparque mundial reconocido en Castilla-La Mancha y el décimo séptimo de España. Este geoparque agrupa dos contextos

geológicos españoles de relevancia internacional como son las mineralizaciones de mercurio de Almadén y el volcanismo reciente, que afectó al centro de la provincia de Ciudad Real, aunque también incluye los yacimientos paleontológicos carboníferos de Puertollano. Son 40 los municipios que integran este Geoparque y, entre todos ellos, destaca el municipio de Ciudad Real, al albergar 67 volcanes, lo que representa el 18% de los volcanes reconocidos en la actualidad en la región volcánica de Campo de Calatrava (Escobar Lahoz *et al*., 2020).

Este trabajo tiene por objetivo dar a conocer el patrimonio geomorfológico ligado a los volcanes del núcleo urbano de Ciudad Real, las huellas en la morfología urbana que permite hoy reconocerlos a partir de los depósitos volcánicos descubiertos en cortes de obras del progresivo urbanizado de la ciudad y las distintas iniciativas puestas en marcha para darlo a conocer a la sociedad ciudarrealeña.

2. CIUDAD REAL: UNA VILLA SOBRE VOLCANES MUY SINGULARES

Aunque los antecedentes sobre la presencia de rocas volcánicas en este territorio se remontan al siglo XVIII (Bowles, 1782), el primer trabajo que aborda un estudio completo de la región volcánica del Campo de Calatrava es el de F. Hernández-Pacheco, publicado en el año 1932. Habrá que esperar medio siglo para que E. Ancochea Soto (1983) haga un estudio con un método científico moderno del volcanismo calatravo en su tesis doctoral. Hay que señalar que ambos trabajos no identifican volcanes en el núcleo urbano de Ciudad Real.

La publicación de la hoja 784-Ciudad Real del MAGNA-50 (Pérez González y Portero García, 1988), si identifica por primera vez la presencia de hasta cinco volcanes bajo el casco urbano de Ciudad Real, localizados en la mitad sur de la ciudad, tratándose de cráteres de explosión hidromagmática o maares, dos de ellos imbricados. Más allá de la identificación y cartografiado de los mismos, algo extremadamente complejo de abordar por el elevado grado de urbanización y por la no disponibilidad de cortes o perfiles que permitirían el estudio profundo de los maares, no se aborda una interpretación de los mismos.

En la Figura 1 y Tabla 1 se muestra la disposición espacial de los cinco volcanes reconocidos actualmente en el casco urbano de Ciudad Real y sus principales características morfométricas. Desde el año 2010, GEOVOL-UCLM ha documentado hasta 11 cortes de diferentes parcelas urbanas, abiertos durante obras de construcción de bloques de viviendas, lo que nos ha permitido documentar la estratigrafía asociada a los maares mencionados (Figura 2), permitiendo su descripción y también la observación de inesperadas evidencias de paleosismicidad (sismitas, fallas inversas,…), sineruptivas o posteriores a las erupciones que dieron lugar a estos volcanes hidromagmáticos (González *et al*., 2013).

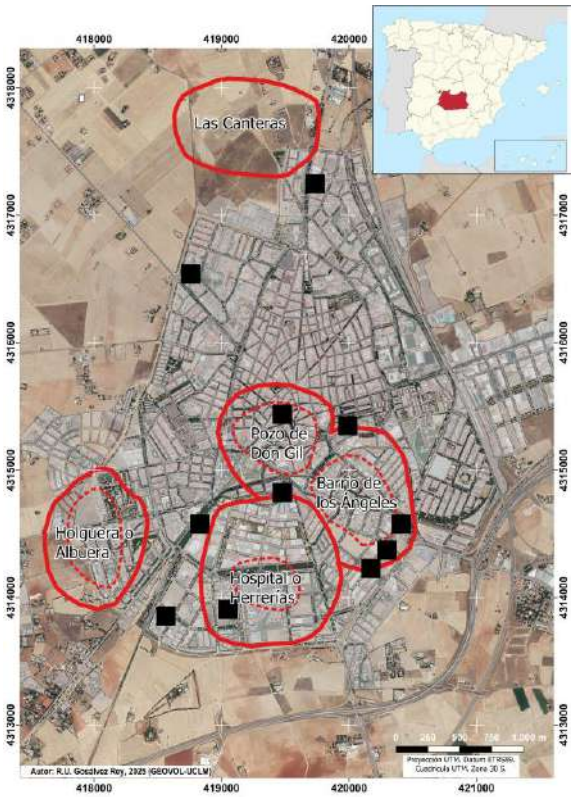


Figura 1. Los maares del núcleo urbano de Ciudad Real (elipses rojas) y localización de cortes estratigráficos (cuadrados negros). Fuente: Pérez González y Portero García (1988)

Figure 1. The maares of the urban area of Ciudad Real (red ellipses) and location of stratigraphic sections (black squares). Source: Pérez González y Portero García (1988).

Tabla 1. Morfometría básica de los maares del núcleo urbano de Ciudad Real. Elaboración propia.

Table 1. Basic morphometry of the maares in the urban area of Ciudad Real. Own elaboration.

Nombre	L_{mx} (m)	A_{mx} (m)	S (ha)	P_{mx} (m)
Pozo de Don Gil	1055	742	64	6
Barrio Los Ángeles	920	741	116	6
Hospital o Herrerías	1217	1050	104	13
Holguera o Albuera	925	655	50	9
Las Canteras	1147	754	70	8

L_{mx}: longitud máxima; A_{mx}: anchura máxima; S: superficie; P_{mx}: profundidad máxima

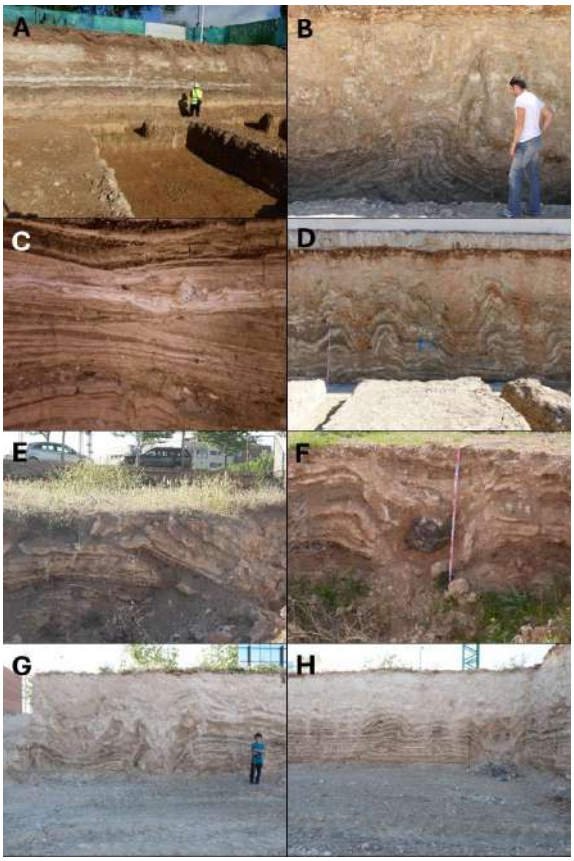


Figura 2. Cortes en parcelas urbanas por obras de construcción que permiten observar la estratigrafía.
Figure 2: Cuts in urban plots caused by construction work, which allow the stratigraphy to be observed.
A: Carretera de Toledo, 30. B: C/ Gregorio Marañón, 3. C: Galerías del Torreón. D: C/ Pedro Muñoz, 6. E y F: Avda. del Mar, 11(A). G y H: Avda. del Mar, 60.

No podemos dejar de señalar que el MAGNA-50 aporta también el contexto donde se desarrollan estos maares y que contribuye a explicar su génesis. El núcleo urbano de Ciudad Real se emplaza en una cuenca sedimentaria cenozoica, cuya base morfoestructural es el domo desventrado de Ciudad Real, rellena de materiales detríticos y carbonatados, con yesos y depósitos volcánicos intercalados. Esta cuenca sedimentaria permite la acumulación de agua generando un acuífero (masa de agua subterránea del Campo de Calatrava) (IGME-DGA, s.f.). Las interacciones que se dieron entre el magma que ascendía por las fracturas del basamento varisco y las aguas subterráneas facilitaron las erupciones hidromagmáticas, hasta cinco en el ámbito de la capital (Figura 1). La existencia de agua freática en la aldea de Pozo de Don Gil (maar localizado en la actual Plaza del Pilar) fue clave para trasladar a la población de Alarcos a esta aldea y fundar Villa Real en 1255 por parte de Alfonso X. Este mismo rey mandó construir el Alcázar en esta villa en el punto más alto topográfico que coincidía con el del anillo de tobas del mar del Barrio de Los Ángeles. La trama urbana y las pendientes de numerosas calles de Ciudad Real desvelan hoy la existencia de estos maares.

3. LA DIVULGACIÓN: BASE PARA CONOCER Y VALORAR EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO URBANO DE CIUDAD REAL

La publicación de la hoja 784 del MAGNA-50 no tuvo difusión ni repercusión en la sociedad de Ciudad Real, más allá del ámbito académico y/o profesional, por lo que no existía conciencia en la población local de que la ciudad estaba construida sobre volcanes. Tendrán que pasar otros 30 años para que esta situación cambie radicalmente, gracias a los trabajos de divulgación emprendidos por GEOVOL-UCLM.
En el año 2017 se celebra en Ciudad Real la edición de ese año de la "Noche europea de los volcanes", dando a conocer a la población local que esta villa se asienta sobre volcanes muy singulares, denominados maares.
En el año 2019 participamos en la edición de *Pint of Science*, bajo el título de "Erase una vez un volcán, o dos, en el centro de Ciudad Real", dando a conocer que las populares plazas de El Pilar y de Cervantes se encontraban en el fondo de un maar o cráter de explosión hidromagmática y que la estación de autobuses y los juzgados se localizaba a su vez en el borde anular o anillo de tobas de este volcán. Así mismo, el Hospital General Universitario de Ciudad Real y la avenida de los Reyes Católicos se encontraban completamente en el fondo de otro maar. También se abordó cómo la ciudad había nacido y se había desarrollado en relación con estos volcanes, y se bautizaron con nombre cuatro de los maares: el del Pozo de Don Gil, el del Barrio de los Ángeles, el del Hospital de Ciudad Real o de Las Herrerías y el de la Holguera o Albuera.
En el verano de 2019, GEOVOL-UCLM colabora en la colección *Ciudad Real Ensayo* de la editorial Serendipia, colección que tiene como fin divulgar estudios científicos sobre Ciudad Real capital desde diferentes disciplinas, al objeto de acercar la ciencia a la población local. En plena pandemia se publica el quinto volumen de esta colección bajo el título de "Ciudad Real, magma y agua" (Escobar Lahoz *et al.*, 2020), que es presentado a la sociedad en septiembre de 2020 y que hasta la fecha ha contado con tres ediciones.

En febrero de 2021 se produce un acontecimiento que permite acceder a los depósitos hidromagmáticos del *maar* del barrio de Los Ángeles al inaugurarse las obras de acondicionamiento de uno de los arcos de un torreón del Alcázar de Ciudad Real, dándose a conocer unas galerías subterráneas que se labraron sobre estos depósitos. Al valor histórico y etnográfico se sumaba el geomorfológico. A propuesta de GEOVOL-UCLM, este espacio se incluye en el catálogo de geositios del proyecto de Geoparque *Volcanes de Calatrava. Ciudad Real* (Nº 21. *Maares* de Ciudad Real).

En septiembre de 2023, el Ayuntamiento de Ciudad Real organiza las primeras jornadas "Vendimia entre volcanes", celebradas en el mes de octubre y en las que participa GEOVOL-UCLM con una conferencia. Estas jornadas, que han continuado en 2024, persiguen dar a conocer los orígenes volcánicos de Ciudad Real, disfrutando de vinos "volcánicos" y tapas locales inspiradas en los volcanes.

En enero de 2024, el Ayuntamiento de Ciudad Real publica un mapa-folleto sobre los volcanes del casco urbano de Ciudad Real con el título "Ciudad Real, una explosión de vida" para distribuir en la oficina de turismo local y en su web, trabajo realizado por una estudiante de Geografía (Prado Fernández, 2024).

4. CONSIDERACIONES FINALES

Esta contribución resalta la importancia del patrimonio geomorfológico urbano de Ciudad Real, destacando su singular emplazamiento sobre maares. A lo largo de un recorrido histórico y científico, se evidencia un cambio en la percepción ciudadana, que comienza a integrar la geodiversidad como parte clave de su identidad territorial y cultural. La divulgación ha sido esencial en este proceso, mediante actividades como la "Noche Europea de los Volcanes", "*Pint of Science*" y publicaciones accesibles que han acercado el conocimiento académico a la ciudadanía.

El reconocimiento en 2024 del Geoparque Mundial de la UNESCO "Volcanes de Calatrava. Ciudad Real" consolida la importancia del patrimonio geomorfológico local, abriendo nuevas oportunidades para su gestión con fines científicos, educativos, turísticos y de desarrollo. El caso de Ciudad Real demuestra cómo la geomorfología, en el ámbito urbano, cuando se divulga de forma cercana puede fomentar la conciencia territorial, impulsar la geoeducación, conectar ciencia y sociedad y atraer geoturismo. Esto refuerza la necesidad de continuar promoviendo investigaciones y acciones que visibilicen el patrimonio geomorfológico en las ciudades, muchas veces ignorado, pero clave para comprender su pasado, gestionar su presente y planificar su futuro.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ancochea Soto, E. (1983). *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Colección Tesis Doctorales nº 203/83. UCM, Madrid, 675 pp.

Becerra-Ramírez, R., Gosálvez, R.U., Escobar, E., González, E., Serrano-Patón, M. y Guevara, D. (2020). Characterization and Geotourist Resources of the Campo de Calatrava Volcanic Region (Ciudad Real, Castilla-La Mancha, Spain) to Develop a UNESCO Global Geopark Project. *Geosciences*, 10, 441.

Bowles, W. (1782) *Introducción a la historia natural y a la geografía física de España*. 2ª edición. Imprenta Real, Madrid, 576 pp.

Carcavilla Urquí, L. (2012). Geoconservación. IGME-Catarata, Madrid, 126 pp.

Escolar Lahoz, E., Becerra-Ramírez, R., Gosálvez Rey, R.U. y González Cárdenas, E. (2020). *Ciudad Real: magma y agua.* Colección Ciudad Real Ensayo. Serendipia Editorial, Ciudad Real, 249 pp.

González, E., Gosálvez, R.U., Becerra, R. y Escobar, E. (2013) Evidences of quaternary paleoseismicity in hydromagmatics deposits in the Campo de Calatrava volcanic region (Central Spain). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 62, 343-356.

Hernández Pacheco, F. (1932). *Estudio de la región volcánica central de España.* T. III. Serie Ciencias Naturales. Colección de Memoria de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, y Naturales, Madrid, 225 pp.

IGME-DGA. Masa de Agua Subterránea 040.009 Campo de Calatrava, 01/06/25, https://info.igme.es/SidPDF/147000/984/147984_0000004.pdf

Orion, N. (2019). The future challenge of Earth science education research. *Disciplinary and Interdisciplinary Science Education Research*, 1, 3.

Pérez González, A. y Portero García, J.M. (coord.). (1988). *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 784/18-31, Ciudad Real*. 2ª Serie-1ª Edición. IGME, Madrid.

Prado Fernández, A.B. (comp.) (2024). *Ciudad Real una explosión de vida. Volcanes de Ciudad Real.* Ayuntamiento de Ciudad Real y GEOVOL-UCLM, Ciudad Real, Mapa-folleto.

Shvarev, S.V., Golosov, V.N., Lebedeva, E.V. and Kharchenko, S.V. (2022). Current Geomorphology: Natural Risk Assessment and Environmental and Anthropogenic Interaction. *Herald of the Russian Academy of Sciences*, 92, 361-369.

VOTH, A. (2008). Los geoparques y el geoturismo: Nuevos conceptos de valorización de recursos patrimoniales y desarrollo regional. En: Galve, A. (ed.). *XI Coloquio Ibérico de Geografía.* Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, 1-15.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 379-382. ISBN: 978-84-10345-81-2

LAS FORMAS DEL RELIEVE EN EL VALLE DE RIOMOLINO (MONTAÑAS CANTÁBRICAS)

Landforms in the Riomolino Valley (Cantabrian Mountains)

Benjamín González-Díaz[1], Jesús Ruiz-Fernández[1]

[1]Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo. gonzalezbenjamin@uniovi.es.

Abstract: This study presents a detailed geomorphological mapping of the Riomolino Valley, located in the Cantabrian Mountains. Fieldwork, photointerpretation, and GIS analysis enabled the identification of six major categories of landforms and processes: structural, glacial, periglacial and nival, fluvial and torrential, and slope dynamics. The map highlights active and relict landforms such as cirques, moraines, debris flows, solifluction features, alluvial fans, and landslides. This cartographic product supports scientific research, territorial planning, and geoconservation, offering a valuable tool for managing natural hazards and promoting geomorphological heritage in protected mountain environments.

Palabras clave: Cartografía geomorfológica, patrimonio geomorfológico, riesgos naturales, Montañas Cantábricas.

Keywords: *Geomorphological mapping, geomorphological heritage, natural hazards, Cantabrian Mountains.*

1. INTRODUCCIÓN

El análisis detallado de las formas del relieve constituye una herramienta esencial para comprender la dinámica de los sistemas naturales, especialmente en entornos de montaña donde la interacción entre litología, estructura y clima genera paisajes complejos y diversos. La cartografía geomorfológica permite representar de forma sistemática las geoformas y los procesos que las originan, proporcionando una base sólida para la elaboración de mapas temáticos derivados con aplicaciones en la gestión del territorio, la conservación del paisaje y la evaluación de riesgos naturales (Panizza, 1992).

Más allá de su valor científico, esta cartografía desempeña un papel clave en la patrimonialización del relieve, al facilitar la identificación de geoformas singulares y procesos relevantes que contribuyen a la puesta en valor del paisaje. En este sentido, constituye una herramienta útil para la planificación ambiental, la educación territorial y la sensibilización sobre el valor geomorfológico de los espacios naturales (Gordon *et al*., 2018).

El presente trabajo tiene como objetivos: i) identificar y caracterizar las formas de relieve presentes en el área de estudio; ii) analizar los procesos geomorfológicos que han intervenido en su configuración, tanto activos como relictos; y iii) elaborar un mapa geomorfológico detallado que permita interpretar la organización espacial de formas y procesos.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se sitúa en el sector centro-occidental del Macizo Asturiano, dentro del municipio de Cangas del Narcea (Asturias, España). Su cabecera se encuentra en la confluencia de las sierras de Caniechas y de la Zarza, alcanzando su máxima altitud en los Altos de Monteiro (1.909 m). El río Molino, eje principal de la red hidrográfica, discurre en dirección noreste-suroeste y desemboca en el río Naviego (Figura 1).

Desde el punto de vista geológico, el área pertenece a la Zona Asturoccidental-Leonesa, con un predominio de cuarcitas, pizarras y areniscas de edad cámbrica, ordovícica y silúrica. El relieve responde a un modelo pseudoapalachense, característico de esta región, desarrollado por erosión diferencial sobre la alternancia de litologías duras (cuarcitas y areniscas) y blandas (pizarras) (Figura 1). Esta configuración estructural es consecuencia de la orogenia Herciniana, posteriormente modificada por la tectogénesis Alpina, cuyo resultado es el armazón estructural actual.

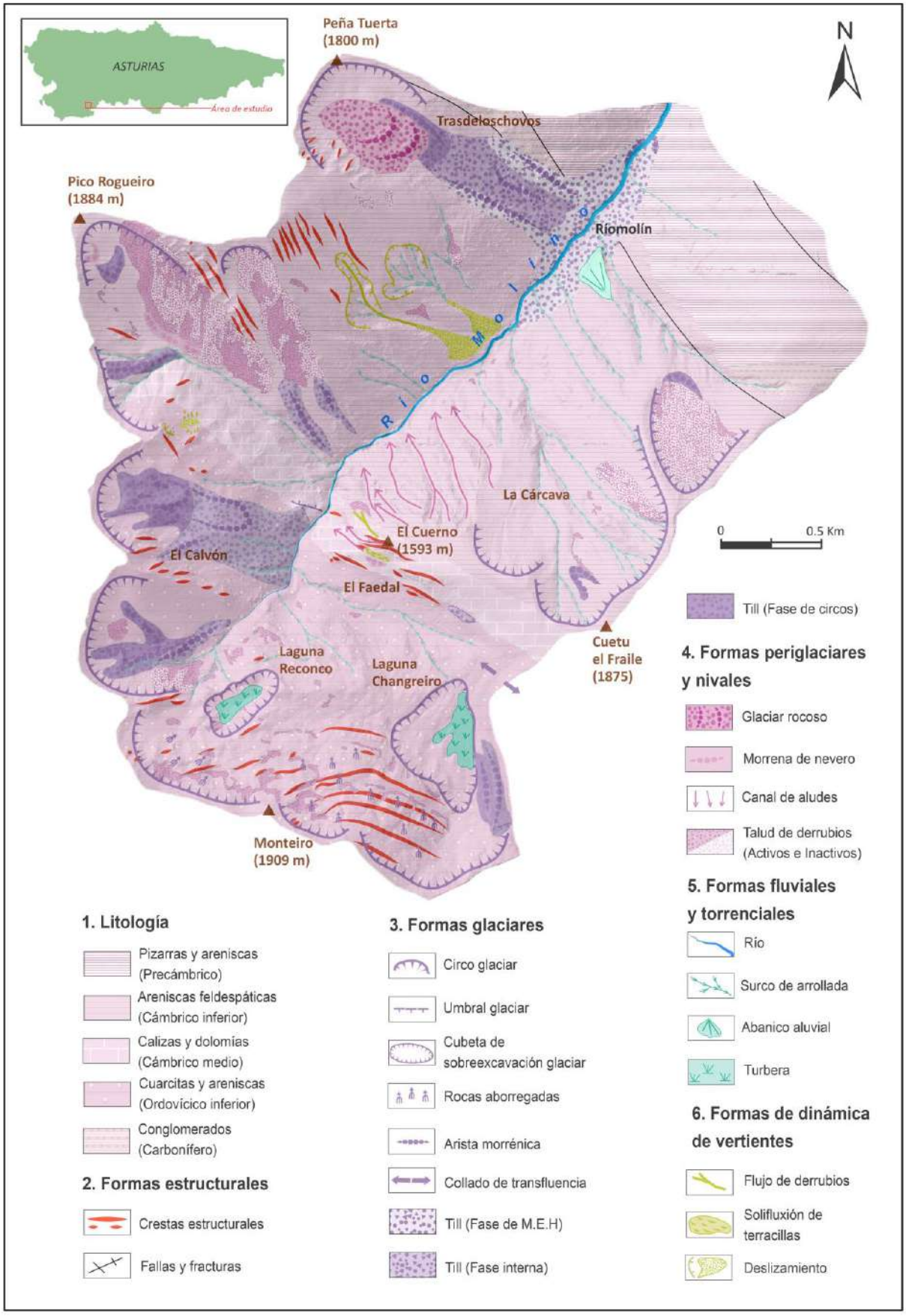


Figura 1. Mapa geomorfológico y de localización del área de estudio.
Figure 1. Geomorphological and location map of the study area.

El clima es húmedo y frío, con una temperatura media anual de 6,7 °C y precipitaciones superiores a 1.300 mm, distribuidas de forma regular a lo largo del año. Las nevadas son frecuentes, con una media de 83 días de nieve al año. Según la clasificación de Köppen, el área se encuadra en los tipos Cfc y Dsc (Muñoz-Jimenez, 1982). Atendiendo a la biogeografía, el área pertenece a la región Eurosiberiana, con representación de los pisos montano y subalpino, donde se desarrollan bosques caducifolios y matorrales, condicionados por la actividad agroganadera. El área está protegida dentro del Parque Natural de las Fuentes del Narcea, Degaña e Ibias, y forma parte de la Red Mundial de Reservas de la Biosfera desde 2003.

3. METODOLOGÍA

La elaboración del mapa geomorfológico se ha basado en una combinación de trabajo de campo, análisis fotográfico y tratamiento digital. En primer lugar, se realizaron recorridos sistemáticos por el área de estudio, durante los cuales se registraron observaciones directas sobre geoformas y procesos activos. Estas anotaciones se plasmaron sobre ortofotografías actuales del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), sirviendo como base para la delimitación inicial de las formas del relieve; especialmente los depósitos cuaternarios y las formas que requieren mayor detalle en su representación. Posteriormente, se llevó a cabo una fotointerpretación detallada, centrada en la identificación de formas mayores del relieve, como fracturas, crestas y circos glaciares. Esta fase permitió complementar y contrastar la información obtenida en campo, especialmente en zonas de difícil acceso o visibilidad reducida, y afinar la interpretación morfológica en áreas de transición y contacto litológico.

Toda la información fue integrada en un SIG, donde se organizaron capas temáticas diferenciadas para representar litologías, procesos y geoformas. Concretamente, se utilizó el software QGIS en su versión 3.22. Finalmente, el diseño y maquetación del mapa se realizó mediante el software *Adobe Illustrator CS6*, empleando el sistema cartográfico RCP77 francés del Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS; Joly, 1997), con el objetivo de garantizar una representación precisa de acuerdo con los estándares científicos internacionales actuales.

4. RESULTADOS

El análisis geomorfológico ha permitido identificar cinco grandes categorías de procesos y formas de relieve en el valle de rio Molino: formas estructurales, formas glaciares, formas y procesos periglaciares y nivales, formas y procesos fluviales y torrenciales, y formas debidas a la dinámica de vertientes.

Formas estructurales

Están integradas por las crestas rocosas y por fallas y fracturas. Las más evidentes en el paisaje son las primeras, concentradas principalmente en el circo labrado al norte del pico Monteiro, así como en el espacio existente entre los circos del Pico Rogueiro y de Peña Tuerta.

Formas glaciares

El Valle de Riomolino presenta una notable diversidad de formas glaciares. En su cabecera se identifican 12 circos excavados en cuarcitas y areniscas, con altitudes de sus paredes de entre 1.690 y 1.898 m, y dimensiones variables en anchura, longitud y desnivel (Figura 1). Destacan de los de Peña Tuerta y Pico Rogueiro por sus desniveles. En el sector meridional se observan cubetas de sobreexcavación colmatadas por turberas, resultado de la acción erosiva del hielo sobre el sustrato rocoso a favor de debilidades estructurales. El valle también conserva formas erosivas como rocas aborregadas, superficies pulidas y bloques con estrías, que reflejan el desplazamiento glaciar. Además, se han documentado varios complejos morrénicos, tanto frontales como laterales, con potencias visibles del till de hasta 17 m y longitudes superiores a 500 m, que delimitan antiguos frentes del hielo. Estas morrenas se distribuyen en distintos sectores del valle, incluyendo el interior de los circos. A partir de sus relaciones morfoestratigráficas se ha logrado identificar hasta tres fases glaciares principales.

Formas y procesos fluviales y torrenciales

Se han reconocido cuatro tipos principales de formas asociadas a procesos fluviales y torrenciales: cauces fluviales, surcos de arroyada, abanicos aluviales y turberas. Estas geoformas se distribuyen ampliamente por todo el valle, aunque su presencia es especialmente destacada en la margen derecha del río Molino. Por sus implicaciones paleoambientales, cabe citar dos turberas (Laguna de Reconco y Laguna

de Changreiro) que se desarrollaron sobre cubetas de sobreexcavación glaciar (Figura 1).

Formas y procesos periglaciares y nivales

En el circo de Peña Tuerta se localiza un glaciar rocoso, caracterizado por una acumulación de bloques heterométricos de cuarcita. Presenta una morfología lobulada y en su interior se han identificado dos arcos claramente diferenciados. Su formación está vinculada a condiciones climáticas frías del final del Pleistoceno (ver contribución de tipo geocronológico publicada en este mismo libro). En el circo de Rogueiro se conserva una morrena de nevero, al igual que al sur del pico El Cuerno (1.5953 m). En el entorno de esta última cumbre, situada en el sector intermedio del valle, se desarrollan canales de aludes bien marcados, visibles como surcos lineales y con una clara morfología de tobogán que canalizan el transporte de nieve y detritos. Además, en las paredes de los circos glaciares del área de estudio abundan los taludes y los conos de derrubios, con sectores tanto activos o semiactivos como inactivos.

Formas y dinámica de vertientes

El Valle de Riomolino presenta una dinámica de vertientes activa. En el sector intermedio del mismo, concretamente en la margen izquierda del río, se han identificado dos deslizamientos con cicatrices bien definidas que han generado sendos depósitos en forma de abanico que alcanzan el fondo del valle. Al sur del circo de Rogueiro se observan evidencias de solifluxión en terracillas, reflejo de movimientos lentos de materiales arcillosos saturados por agua. También ha sido identificado un sector de terracillas de solifluxión al sur del pico El Cuerno, en cuyo entorno hay un flujo de derrubios de génesis reciente (Figura 1).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La cartografía geomorfológica del presente trabajo ha permitido representar y analizar cinco grandes categorías de procesos y formas del relieve: estructurales, glaciares, periglaciares y nivales, fluviales y torrenciales, y debidas a la dinámica de vertientes. Por su significado paleoclimático e impronta paisajística, sobresalen las formas de origen glaciar, bien conservadas. También adquieren gran relevancia espacial los taludes y conos de derrubios, muy abundantes y visibles en el interior de algunos circos; así como el propio río, que articula este espacio, y los surcos de arroyada, muy abundantes en la ladera oriental. Las crestas rocosas constituyen el último tipo de geoforma con amplia representatividad espacial en el valle, especialmente al norte de la cumbre de Monteiro y al este del pico Rogueiro.

La cartografía geomorfológica facilita la comprensión espacial de la evolución del relieve y de los procesos activos, constituyendo una herramienta didáctica de alto valor en la enseñanza de las ciencias de la Tierra. Su aplicación en espacios protegidos fortalece la articulación entre el conocimiento científico y la gestión territorial, al proporcionar información clave para la evaluación de procesos geomorfológicos y riesgos naturales (Panizza, 1992). Además, contribuye a la diversificación económica mediante la valorización del patrimonio geológico y geomorfológico, favoreciendo iniciativas de geoturismo, educación ambiental y planificación sostenible (Gordon *et al*., 2018). Esta integración multidimensional permite consolidar estrategias de conservación que vinculan ciencia, sociedad y desarrollo local (ej. Serrano *et al*., 2025).

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto de investigación de excelencia con referencia PID2020-115269GB-I00 (Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo), con referencia GR-2024-0012.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Gordon, J.E., Crofts, R., Díaz-Martínez, E. y Woo, K.S. (2018). Enhancing the Role of Geoconservation in Protected Area Management and Nature Conservation. *Geoheritage*, 10 (2), 191-203.

Joly, F. (1997). *Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie*. Armand Colin, París.

Muñoz Jiménez, J. (1982). Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas. En: F. Quirós (Ed.), *Geografía de Asturias*. Tomo 1, Ayalga Ediciones, Salinas.

Panizza, M. (1992). Geomorphological hazards and environmental impact: Assessment and mapping. *Planning the Use of the Earth's Surface*, 101-123.

Serrano, E., González-Amuchastegui, M.J. y Ruiz-Pedrosa, R.M. (2025). Geomorphosites and geomorphological maps applied to public use, tourism and natural heritage management in the Rio Lobos Natural Park (Spain). *Geomorphology*, 471, 109573.

Thomas, M.F. (2012). Geodiversity and Landscape Sensitivity: A Geomorphological Perspective. *Scottish Geographical Journa*l, 128 (3), 195-210.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 383-386. ISBN: 978-84-10345-81-2

DESCUBRIMIENTO DE NUEVAS GALERIAS EN LA CUEVA DE VALPORQUERO (LEÓN, ESPAÑA) Y ACTUALIZACIÓN DE DATOS ESPELEOMÉTRICOS

Discovery of new galleries in the Valporquero Cave and updating of speleometric data

Pedro González López[1], Tania García Miranda[1], Juncal A. Cruz Martínez[2] y Eduardo García-Meléndez[2]

1. Guheko. Turismo, ocio y tiempo libre. C/ Santa Clara, 4, bajo izda. 24001-León - pedribor72@gmail.com
2. Grupo de Geología Ambiental, Cuaternario y Geodiversidad (Q-GEO). Universidad de León. Facultad de CC. Biológicas y Ambientales. Campus de Vegazana s/n. 24071-León.

Abstract: One hundred years after its first explorations, Valporquero Cave (León, Spain) still has unexplored areas. Several galleries, whose entrances open at the top of chambers more than fifty meters high in some cases, were discovered and explored in 2024 and 2025. New underground surveying methods have allowed these new galleries to be surveyed three-dimensionally and have confirmed that the last survey carried out in 1982 contained errors that led to a misinterpretation of the speleogenesis of this cave.

Palabras clave: Karst, galerías kársticas, exploración, topografía, radiolocalización.
Keywords: Karst, karstic galleries, exploration, topography, radiolocation.

1. INTRODUCCIÓN

La Cueva de Valporquero (León-España), situada bajo el pueblo del mismo nombre, está habilitada para su visita turística en su nivel superior desde 1966. Las primeras referencias de exploraciones de la cueva son de los años veinte del siglo pasado, y continuaron por hasta que en los años 80 se dio por finalizada.
Entre 2024 y 2025, tras cien años desde el comienzo de su exploración, la cueva ha desvelado sus últimos secretos, con varias galerías que por su situación y dificultad de acceso no habían sido localizadas y que, junto con nuevos datos topográficos y otras observaciones, podrían llegar a redefinir el proceso de espeleogénesis de la cueva.

El Sistema Valporquero-Perlas-Covona

La cueva de Valporquero está formada por 3.102 m de galerías dispuestas en tres niveles. El Nivel Superior está habilitado para la visita turística y en la actualidad constituye el sumidero el sistema. El Nivel Intermedio sirve de comunicación entre el superior y la parte activa de la cavidad y el Nivel Inferior es donde actualmente se localiza el arroyo subterráneo que recorre la cueva y que sale al exterior por la "Covona", surgencia actual del sistema. En este nivel, el tramo comprendido entre el sifón de la Sala de Hadas y "La M" es conocido como el Curso de Aguas (Figura 1). Además, existe un tercer acceso al sistema a través de una sima llamada Sil de Perlas.

Localización y contexto geológico

La cueva de Valporquero se sitúa al norte de la provincia de León, siendo uno de los sistemas kársticos de mayor desarrollo en la provincia. Geológicamente se ubica en la Unidad de Correcillas al sur de la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico, (Figura 2). Dentro de esta Unidad se localizan formaciones karstificables, que abarcan la Formación Barcaliente y la Formación Valdeteja de edad Carbonifero inferior. La cueva se desarrolla en las calizas de la Fomación Barcaliente, situadas en el flanco norte de un gran sinclinal, mostrando los estratos un buzamiento subvertical, lo que ha facilitado la karstificación.

Objetivos

El principal objetivo de este trabajo es (1) completar la información sobre la morfología de las galerías del Curso de Aguas, que en algunos casos pueden superar ampliamente los 50 metros de altura y (2) continuar con la exploración de la cueva mejorando la topografía existente. Es importante destacar que en la topografía realizada en 1982 (Figura 1) no se representa la

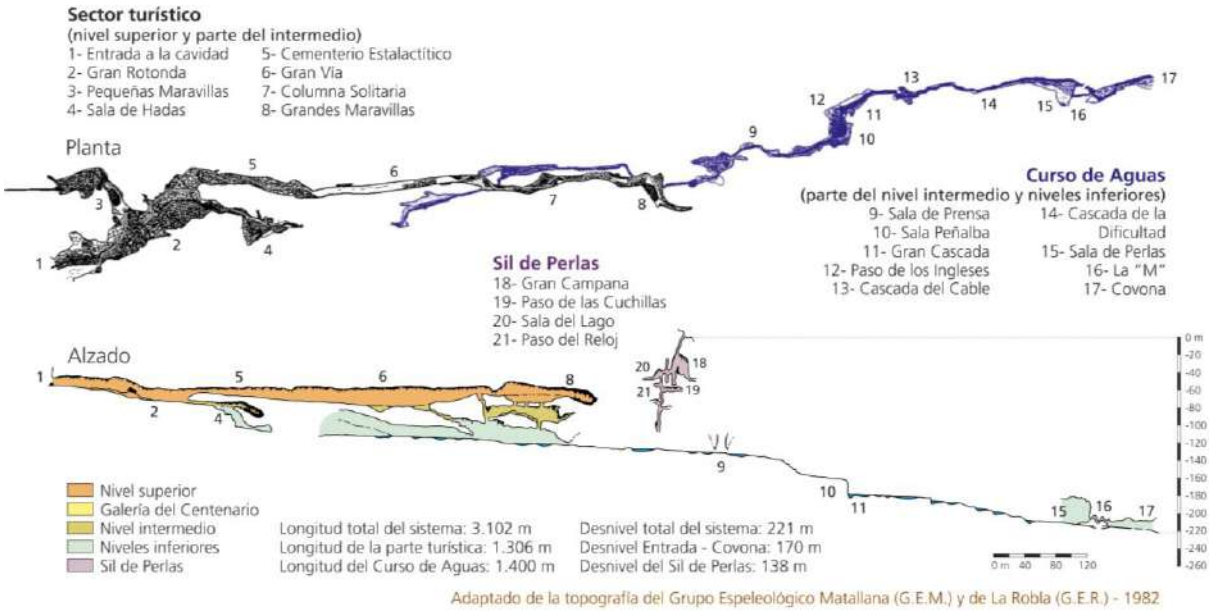


Figura 1. Topografía de la Cueva de Valporquero realizada en 1982 por los grupos de espeleología GEM y GER.
Figure 1. Topography of the Valporquero Cave carried out in 1982 by the GEM and GER speleology groups.

parte alta de estas galerías del Curso de Aguas debido a la extrema dificultad que suponía llegar a ellas, y la falta de sistemas de iluminación suficientemente potentes para verlas.

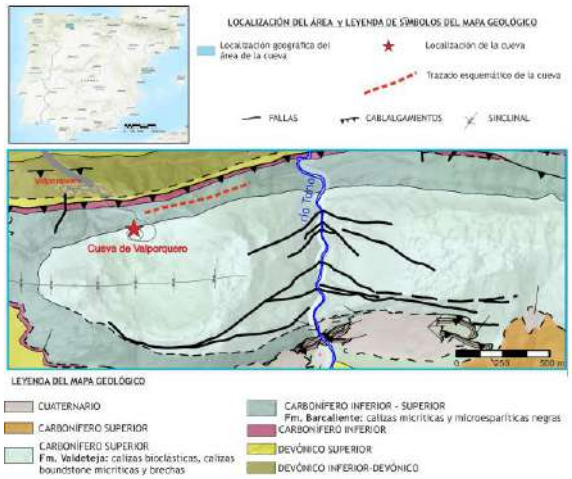


Figura 2. Zona de estudio y esquema geológico.
Figure 2. Study area and geological scheme.

2. METODOLOGÍA

Las galerías descritas en este trabajo fueron cartografiadas utilizando nuevos sistemas de topografía espeleológica tridimensional y radiolocalización que permiten la toma de gran cantidad de datos de manera rápida y precisa. El sistema conocido como Disto X2 consiste en un telémetro Leica X310 con una nueva electrónica que añade funcionalidades de brújula digital y clinómetro. Los datos enviados a un dispositivo móvil tipo tablet son almacenados y gestionados mediante una aplicación (Topodroid).

Esto permite la toma de poligonales (líneas que unen las estaciones topográficas utilizadas para representar la forma de la cueva) de manera muy precisa. Pero, sobre todo, este sistema permite la toma de gran cantidad de radiales (mediciones desde cada estación topográfica en todas direcciones), que permiten utilizar estos datos para la representación tridimensional de estos espacios subterráneos. También se realizaron radiolocalizaciones que permitieron ubicar la posición de una baliza colocada en el interior de la cueva en la superficie del terreno y calcular la profundidad a la que se encuentra.

Para poder comparar la precisión de la topografía realizada en 1982 por Torres Vega *et al.* (1983) con esta nueva tecnología, también se topografiaron y radiolocalizaron otras dos salas del sistema, la Sima de las Perlas y las Sala de Maravillas (Figura 3), y otras dos cavidades próximas, Sil de los Troncos y Sil del Maestro (el topónimo Sil se utiliza en la montaña central leonesa para referirse a una sima o pozo). El trabajo comenzó realizando una topografía parcial de la sala de Maravillas y localizando la posición del extremo de la colada que cierra la sala por el este en superficie (Figura 4). Este punto sirvió como referencia para unir la poligonal topográfica de Maravillas con la topografía tridimensional de la Sima de Perlas realizada hasta la sala donde se encuentra la estrecha gatera vertical que sirve de conexión

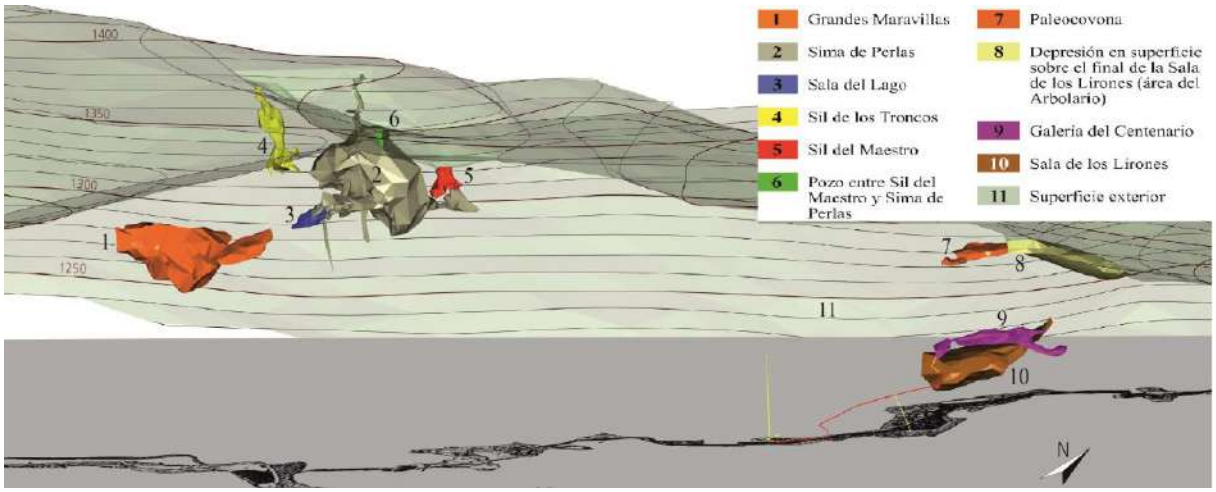


Figura 3. Representación tridimensional del relieve en el que se han situado alguna de las bocas, simas y salas del sistema también representadas tridimensionalmente, y en la base del diagrama la topografía realizada en 1982. Una línea poligonal (en rojo) une la topografía de 1982 con la topografía 3D de la Sala de los Lirones para ubicarlas espacialmente con respecto a ella.
Figure 3. Three-dimensional representation of the relief in which some of the mouths, chasms and rooms of the system have been located, also represented three-dimensionally, and at the base of the diagram the topography made in 1982. A polygonal line (in red) joins the 1982 topography with the 3D topography of the Dormouse Room to locate them spatially with respect to it.

con el Curso de Aguas conocida como la Sala del Lago. Todos estos datos se plasmaron sobre levantamiento topográfico tridimensional del terreno, localizando en él todas las cavidades que forman el sistema, otras cavidades próximas y las radiolocalizaciones realizadas (Figura 4).



Figura 4. Colocando la radiobaliza en la Sala Maravillas
Figure 4. Placing the radio beacon in the Maravillas room.

3. RESULTADOS

Con los datos obtenidos, se han descubierto dos nuevas galerías, encontrándose éstas muy próximas a la superficie, a poco más de veinte metros de profundidad y una distancia horizontal a la ladera de 30 metros. Esta proximidad explicaría la presencia de restos de lirón gris (*Glis glis*), como se expondrá a continuación.

La Sala de los Lirones

Constituye el primer hallazgo, y fue localizada en junio de 2024. La entrada (Figura 5) se sitúa a cincuenta metros de altura en la pared este de la sala Peñalba, por lo que fue necesario utilizar complejas técnicas de escalada para alcanzarla.



Figura 5. Sala de Los Lirones vista desde el fondo.
Figure 5. Los Lirones room seen from the back.

La dirección de estas nuevas galerías es coincidente con la galería que da acceso a la Sala Peñalba conocida como "Los Rápidos" (que sigue claramente la estratificación) siendo aparentemente una prolongación de esta y por lo tanto formarían parte de la galería por la que el rio fluía en algún momento del desarrollo del sistema.
La sala es de grandes dimensiones con unos mil metros cuadrados de superficie y se desarrolla de oeste a este siguiendo la estratificación. Tiene unos 50 metros de largo por 20 de ancho y una altura de 15 metros en su parte más alta y está cubierta por un gran caos de bloques que asciende en dirección este hasta una zona cubierta de coladas que cierran la sala al alcanzar el techo (Figura 6). Durante la exploración de la

sala se encontraron restos de dos lirones grises (*Glis glis*) que dieron nombre a la sala.



Figura 6. Parte final de la sala de Los Lirones
Figure 6. Final part of the Los Lirones room.

La Galería del Centenario

Se alcanzó y exploró en febrero de 2025. Ya que los primeros relatos sobre exploraciones en la cueva datan de 1925, se bautizó como Galería del Centenario. Tras una pared vertical de unos 15 metros se accede a una terraza cubierta de arena y grandes cantos rodados, que da paso a una galería con dirección este y una rampa arenosa ascendente de fuerte. Ascendiendo a la zona más alta, existe un pequeño paso de unos 30 cm de altura tras el que se ve una galería de mayores dimensiones.

Superado este paso estrecho, hay una galería que se desarrolla en dirección este y con el suelo arenoso en el que se distingue perfectamente el cauce seco de un curso de agua. La galería tiene abundante presencia de espeleotemas, y tras unos 50 metros se bifurca. Por un lado, sigue la dirección del cauce unos 20 metros y desciende hasta terminar cerrada por una colada y un caos de bloques.

Por el otro lado, se amplía formando una sala de unos 10 metros con abundantes estalactitas y estalagmitas y una colada ascendente en la que destacan algunos colores amarillos y verdes poco habituales en las formaciones de esta cueva. En la parte más alta, un paso estrecho entre las estalactitas da acceso a una pequeña cámara cerrada por coladas. En el suelo de la galería hay al menos restos de 5 lirones, algunos restos de murciélagos y un hueso más grande que podría ser de ave.

En superficie, ambas galerías nuevas coinciden con una marcada depresión a los pies de la conocida como Cueva del Arbolario o "Paleocovona", (Figura 3) pequeña cavidad que del Barrio *et al. (*1997) proponen como surgencia del sistema cuando las galerías de la zona turística estaban activas.

Por otra parte, los resultados obtenidos muestran diferencias muy significativas entre la topografía antigua y la realizada con este sistema digital. La Sala del Lago y Maravillas aparecen a más de 20 metros en la topografía de 1982 mientras que los datos obtenidos demuestran que se encuentran a poco más de 5 metros de distancia y presentan una morfología y pendiente que parecen indicar que ambas eran una misma galería, como proponen González López y García Miranda (2025) y que Maravillas es la continuación aguas debajo abajo de la Sala del Lago, que está un poco por encima y que ahora están separadas por una colada (Figura 3).

4. CONCLUSIONES

La mejora constatada en este trabajo sobre la topografía en la que se basaba el anterior estudio de del Barrio *et al.* (1997), hace que sea necesario realizar una nueva topografía de todo este sistema kárstico utilizando la tecnología descrita en este trabajo, que permita posicionar todos los datos con precisión y desarrollar un nuevo modelo que explique de manera coherente la génesis y evolución del sistema Perlas-Valporquero-Covona incluyendo estos nuevos hallazgos y explicando su papel en la dinámica de esta cueva. Además, dicha topografía de detalle permitiría una localización e inventario preciso de nuevas observaciones, entre ellas la presencia de imbricación de cantos en sedimentos clásticos entre la Gran Rotonda y la Sala Maravillas que indican una dirección de corriente opuesta hacia la actual entrada o sumidero de la cueva, para facilitar una nueva interpretación del sistema kárstico.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

González López, P. y García Miranda, T. (2025). Espeleogénesis de la Cueva de Valporquero. Nueva interpretación del origen y desarrollo del sistema endokárstico. GeoLaciana, Edición especial Valporquero: una visión integral de un karst extraordinario. Aula Geológica Robles de Laciana. 27-32.

Del Barrio, V., Durán, J.J., Heredia, N., Quintana, L. y Vallejo, M. (1997). Estudio de la cueva y el karst de Valporquero (León). Exma. Diputación Provincial de León -Instituto Tecnológico Geominero de España. 175 pp.

Torres Vega, A., Andrés Martínez, J.M., Rodríguez de Prado, R.M., Sánchez Hermosa, J.L. y Sánchez García, J.A. (1983). Archivo de cavidades leonesas. Grupo Espeleológico Matallana. Tomo 1. 101 pp.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 387-390. ISBN: 978-84-10345-81-2

ENCRUCIJADAS DE LA GEOMORFOLOGÍA: ENTRE EL BARRO, EL PÍXEL Y EL COMPROMISO SOCIAL

Crossroads of Geomorphology: Between Mud, Pixels, and Social Engagement

Horacio García[1,2]

1. Departamento de Xeografía, Universidade de Santiago de Compostela. Praza da Universidade, 1, 15703, Santiago de Compostela. horacio.garcia@usc.es
2. Centro de Investigación Interuniversitario das Paisaxes Atlánticas Culturais (CISPAC).

Abstract: This paper examines the epistemic and methodological transformations currently reshaping geomorphology in a context marked by increasing digitalization, the emergence of critical approaches, and the redefinition of fieldwork. It analyzes the tensions between technification and the loss of empirical engagement, as well as the opportunities offered by integrating social dimensions without compromising disciplinary specificity. The argument advocates for a form of geomorphology that combines diagnostic capacity, scientific rigor, and territorial commitment, while upholding its intrinsic value as a science of landforms and landscapes.

Palabras clave: Geomorfología crítica, observación empírica, compromiso territorial, revolución tecnológica.
Keywords: Critical Geomorphology, Empirical observation, Territorial engagement, Technological revolution.

1. INTRODUCCIÓN

La geomorfología se inscribe en el ámbito de las ciencias de la Tierra, aunque su enseñanza se distribuye entre dos titulaciones académicas con trayectorias diferenciadas, Geografía y Geología. En esta última, la geomorfología ocupa un lugar relativamente secundario, subordinado a enfoques más consolidados como la geología estructural, la estratigrafía o la mineralogía. En cambio, en el grado de Geografía (adscrito formalmente a las ciencias sociales), la geomorfología constituye, por lo general, y en el ámbito español, uno de los pilares fundamentales del área de Geografía Física (en adelante, GeoFis), próxima en su enfoque a las ciencias naturales, donde adquiere un rol central en el análisis del medio físico y la interpretación del paisaje. Esta doble inserción en ecosistemas académicos distintos introduce diferencias en las formas de aproximarse a la disciplina. Dicha divergencia puede, no obstante, abrir debates enriquecedores sobre su orientación, objetivos y fundamentos, evidenciando que la geomorfología no está exenta de cuestionamientos epistemológicos sobre cómo se produce, se enseña y se aplica.

En línea con lo expuesto, la presente contribución recoge algunas reflexiones desarrolladas en los últimos años sobre los devenires de la geomorfología. Se trata de un breve ensayo, de un ejercicio de pensamiento abierto, casi en voz alta, que busca servir de estímulo para (re)pensar la geomorfología. Como ocurre con todo pensamiento crítico, no se ofrecen verdades absolutas, sino ideas que invitan a reconsiderar los marcos paradigmáticos existentes, a debatirlos o, al menos, a someterlos a escrutinio.

La cuestión inicial que emerge es *por qué* ¿Hay realmente una necesidad de repensar la geomorfología? La haya o no, como ejercicio intelectual es siempre necesario el cuestionamiento, máxime, en un momento de tanto cambio social, político, económico y, especialmente, ecológico.

El estudio se estructura a partir de las tres ideas clave sugeridas en el título: (i) el florecimiento de la Geografía Física Crítica (en adelante, GFC) (Lave, 2015) incide directamente en la geomorfología, cuestionando su pretendida neutralidad y planteando la necesidad de repensar el papel social de la disciplina en un contexto de crisis ecológica y desigualdad territorial; (ii) la expansión técnica de las últimas décadas ha supuesto una enorme mejora instrumental; y (iii) la pérdida de contacto directo con el terreno como consecuencia del progresivo desplazamiento del trabajo de campo hacia metodologías digitalizadas.

2. EN TORNO A LA GEOMORFOLOGÍA CRÍTICA

La tradición positivista que ha caracterizado a la GeoFis ha encontrado en la geomorfología uno

de sus máximos exponentes, al privilegiar, en general, el análisis técnico de los procesos naturales desligado de sus dimensiones sociales. Esta perspectiva podría conducir a una comprensión limitada e "ingenua" del territorio al reducir el alcance crítico de la disciplina (Capel, 1983). Reorientar la geomorfología hacia un enfoque que abrace también la fracción antipositivista implicaría reconocer las lógicas sociales, económicas y políticas que transforman el relieve, así como los actores implicados en dichos procesos. Bajo esta óptica, la geomorfología dejaría de ser un saber pretendidamente aséptico para convertirse en una herramienta crítica con capacidad para intervenir de otro modo en debates sobre ordenación del territorio, gestión del riesgo, sostenibilidad, ecología política o justicia ambiental.

Esta transformación puede leerse en el marco del tránsito general que una parte de la GeoFis está tomando, especialmente en el ámbito anglosajón y arrastrada por los postulados de la Geografía Humana, hacia una mirada más integrada y comprometida con los problemas contemporáneos. De este modo, la GFC ha emergido en la última década como una corriente que cuestiona la pretendida neutralidad de las ciencias físicas aplicadas al territorio, al evidenciar que estas están atravesadas por decisiones ideológicas, políticas y epistemológicas (Lave, 2015; Lave *et al.*, 2014). La GFC propone una práctica científica más reflexiva y situada, que incorpore diagnósticos no solo técnicos, sino también ético-políticos sobre las transformaciones del territorio. Con ello se plantea que la incorporación del saber geomorfológico en ámbitos como la planificación urbana o la evaluación de impactos ambientales no solo mejoraría la calidad técnica, sino que también ayudaría a democratizar el acceso a información crítica para las comunidades afectadas. No obstante, este giro exige superar barreras institucionales y disciplinarias, y repensar el papel del especialista como mediador entre la ciencia, la política y la sociedad (García *et al.*, 2021).

A diferencia de otros cambios más abruptos, este viraje (allí donde se está produciendo) parece desarrollarse de forma progresiva, impulsado por la incorporación de nuevas herramientas tecnológicas, la relectura crítica de los fundamentos disciplinares y una renovada sensibilidad hacia los impactos sociales de los procesos geomorfológicos. En este contexto, cabe cuestionarse, entonces, si la geomorfología contemporánea, especialmente aquella que se desarrolla desde la GeoFis, ha comenzado a alejarse de una visión puramente física, ahistórica y descontextualizada, para acercarse a un enfoque más ambiental y territorial.

Dado que buena parte de esta reorientación se nutre del diálogo con los desafíos socioambientales contemporáneos, resulta necesario situar a los seres humanos no solo como observadores, sino como agentes activos en la transformación del paisaje. La degradación del suelo por erosión, por ejemplo, ya no se interpreta exclusivamente como el resultado de procesos naturales, sino como la consecuencia de prácticas agrarias, lógicas de mercado, decisiones institucionales y cambios en el uso del suelo muy dirigidos a la explotación (Poesen, 2018). Del mismo modo, la evaluación de la resiliencia territorial frente a eventos extremos (inundaciones, sequías, corrimientos de tierra) requiere integrar el análisis físico del terreno con la identificación de factores de vulnerabilidad social, infraestructural y política. Así, la geomorfología se puede concebir, por ejemplo, como una herramienta para pensar la justicia espacial y anticipar los efectos desiguales del cambio climático sobre el territorio (Sepúlveda y Petley, 2015).

Desde la perspectiva crítica, este giro también exige revisar las escalas y categorías analíticas tradicionales. Diversos autores apuntan que los paisajes deben entenderse como sistemas socioecológicos complejos (Ashmore, 2015; Bouleau, 2014), en los que interactúan dinámicas biofísicas, procesos económicos, imaginarios culturales y estructuras de poder. Según esta concepción, el relieve ya no podría ser analizado como un "objeto natural" aislado, sino como el producto híbrido derivado de la actuación de múltiples actores, tanto humanos como no humanos. Quinton y Fiener (2023) mostraron cómo una perspectiva multiescalar permite vincular fenómenos en apariencia locales, como la formación de cárcavas en zonas agrícolas, con dinámicas globales mucho más amplias, como el comercio internacional de materias primas o las políticas de subsidios agrícolas de la PAC. La geomorfología crítica, por tanto, aspira a ofrecer herramientas para desentrañar cómo las decisiones macroeconómicas se materializan en formas visibles del paisaje, dejando huellas duraderas que pueden leerse como archivos de los conflictos territoriales.

3. MENOS TIERRA EN LAS UÑAS

La observación directa, el reconocimiento de formas, la lectura del paisaje y la medición *in situ* constituyeron durante décadas, no solo herramientas fundamentales del análisis geomorfológico, sino su corazón operativo. Sin embargo, en las últimas décadas se está

produciendo un progresivo desplazamiento del trabajo de campo hacia metodologías desarrolladas desde gabinete (Houser *et al.*, 2022; Church, 2013). La expansión de tecnologías como la teledetección, los SIG, los modelos digitales de elevación o los sensores LiDAR y UAV ha propiciado un cambio radical en la forma de observar y modelar el relieve. Esta "revolución instrumental", junto con la incursión de la IA (*machine learning*, *deep learning*…) ha abierto nuevas posibilidades analíticas, pero también ha introducido una creciente distancia con el clásico quehacer del geomorfólogo en el terreno que estudia.

Diversos autores han llamado la atención sobre este desplazamiento metodológico. Lane (2014), por ejemplo, alerta del riesgo creciente de que el avance de los modelos computacionales conduzca a una ciencia cada vez más desconectada de los lugares y prácticas concretas que pretende comprender, transformando así el paisaje en un objeto inferido más que observado. En una línea similar, Bracken y Oughton (2009) señalan que el trabajo de campo ha pasado a ocupar un lugar secundario frente al procesamiento de datos, la teledetección o la modelización, desplazando la praxis geomorfológica hacia entornos cada vez más alejados del terreno.

Esta tendencia, sin embargo, no es homogénea ni debe interpretarse de forma necesariamente negativa. Las herramientas digitales han permitido ampliar la escala de análisis, mejorar la precisión métrica y desarrollar enfoques multitemporales que eran impensables hace solo unas décadas.

El uso de UAV, por ejemplo, posibilita reconstrucciones de formas del relieve con precisión centimétrica, lo que facilita diagnósticos geomorfológicos detallados, especialmente en áreas de difícil acceso o con elevado nivel de riesgo. La dimensión crítica de esta transformación no reside tanto en el desarrollo técnico como en las implicaciones que puede acarrear. El uso intensivo de herramientas remotas puede generar una falsa percepción de objetividad por ocultamiento de los marcos interpretativos, las decisiones teóricas o las condiciones materiales que configuran los datos (Couper, 2023; Tadaki, 2015; Lane, 2014).

Lundmark *et al.* (2020) abordaron también las habilidades prácticas y cognitivas en estudiantes universitarios de geociencias asociadas al trabajo de campo a través del uso de herramientas digitales (*Fieldmove*), mostrando que, si bien los recursos digitales mejoran la eficiencia y la visualización espacial, no siempre favorecen una comprensión profunda de los procesos geomorfológicos ni fomentan el pensamiento interpretativo basado en la experiencia sensorial del lugar.

En definitiva, el avance de las metodologías digitales y la progresiva desvinculación del trabajo de campo abren una serie de interrogantes fundamentales sobre la propia naturaleza del saber geomorfológico: ¿puede una disciplina basada en el estudio del relieve mantenerse sin una experiencia directa del terreno? ¿Qué se gana y qué se pierde cuando el contacto se reduce a píxeles, nubes de puntos o gráficos tridimensionales? ¿Qué tipos de conocimiento quedan fuera del modelo? ¿Cómo se calibran y validan muchos modelos sin nuevo trabajo de campo?

4. REFLEXIÓN FINAL: SOBRE LA GEOMORFOLOGÍA QUE VIENE

Una amplia literatura científica coincide en señalar que la geomorfología está atravesando en las últimas dos décadas una transformación en sus modos de producción del conocimiento. Esta transición, aún en marcha, está marcada por tensiones estructurales que afectan tanto a su lugar en la academia como a los mecanismos de validación y circulación de su producción científica.

En este contexto, algunas revistas de referencia como *Earth Surface Processes and Landforms*, *Geomorphology* o *Catena*, han comenzado a incorporar enfoques más abiertos a lo social, acogiendo trabajos "sociogeomorfológicos" que hasta hace poco tendrían escasa visibilidad en el campo de las geociencias. El proceso, sin embargo, no es simétrico, resultando mucho más difícil que enfoques físico-naturales, por sólidos que sean, encuentren cabida en revistas de ciencias sociales. Esta asimetría genera tensiones epistemológicas, pero también desigualdades en la circulación y reconocimiento de ciertos saberes.

A esta paradoja se suma otra relacionada con el ecosistema editorial. Algunas revistas consolidadas, como *River Research and Applications*, han perdido peso relativo en los rankings académico-científicos, mientras que publicaciones asociadas al grupo MDPI han ganado visibilidad y prestigio aparente, pese a las dudas que suscitan sus prácticas editoriales y sistemas de revisión.

Esta dinámica está arrastrando incluso a editoriales tradicionales hacia modelos de negocio más cercanos a las llamadas "editoriales depredadoras", donde prima la lógica del volumen y el pago por publicación. Como consecuencia, los trabajos geomorfológicos centrados en el análisis del medio físico, sin anclaje explícito en lo social, corren el riesgo de

verse desplazados por investigaciones más alineadas con las modas editoriales, aunque no necesariamente más rigurosas.

En este escenario, reflexionar sobre la llamada "geomorfología crítica" abre vías estimulantes para integrar preguntas sociales o visibilizar conflictos territoriales y revisar los supuestos epistemológicos. Pero este enfoque, aún en construcción, también plantea riesgos y tensiones relevantes en torno a la geomorfología: ¿supone este enfoque una ampliación del campo o una disolución de sus fundamentos en las ciencias sociales? ¿Hasta qué punto puede sostenerse el valor de la observación empírica y del trabajo de campo en un marco que privilegia la deconstrucción y la crítica? ¿Es posible mantener el valor intrínseco del análisis geomorfológico sin que se vea absorbido por lógicas ajenas a su núcleo disciplinar? Más aún: ¿puede la crítica al sistema desarrollarse desde dentro de una subdisciplina o, como parece más probable, exige articular alianzas más amplias con otros saberes y prácticas transformadoras?

En paralelo, también se constata un cambio generacional que afecta tanto a la formación como a la práctica de la disciplina. Muchos doctorandos/as actuales son nativos digitales, con un dominio avanzado de herramientas de análisis espacial y modelización, pero con escasa experiencia directa en el terreno. El trabajo de campo, con su valor epistémico y pedagógico, corre así el riesgo a quedar subordinado a las "metodologías de pantalla". Esta tendencia se ve reforzada por transformaciones en los planes de estudio, donde materias como biología y geología, o geografía e historia, tienden a fusionarse de forma artificial, diluyendo enfoques específicos como el geomorfológico.

Será el tiempo quien dictamine la geomorfología que viene, pero en opinión de quien suscribe, lo más fructífero es, quizá, asumir esta tensión epistémico-metodológica como una oportunidad doble, en vez de verla como un dilema excluyente. Por un lado, ampliar los marcos interpretativos de la geomorfología y vincularla con debates sociales de relevancia contribuye a reforzar su visibilidad institucional y a renovar su utilidad pública en contextos de creciente complejidad socioambiental. Por otro, se abre el telón para (re)afirmar con claridad que la geomorfología tiene un valor intrínseco, no subordinado, basado en su capacidad para explicar la dinámica de los sistemas naturales, interpretar el paisaje y aportar diagnósticos fundamentales en tiempos de crisis ecológica. Mantener el valor de la geomorfología *per se* resulta esencial para que la disciplina no se diluya y mantenga, en todos los sentidos, el contacto con la tierra.

AGRADECIMIENTOS

Esta comunicación forma parte del marco reflexivo abierto al amparo del proyecto de investigación "Evaluación integrada de los impactos MedioamBientALes de las presas sobre el balance hidroSEdimentario de ríos del noroeste ibérico (EMBALSE)" – Generación de Conocimiento 2021 - Proyectos investigación orientada de la Agencia Estatal de Investigación, financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ashmore, P. (2015). Towards a sociogeomorphology of rivers. *Geomorphology*, 251, 149-156.

Bouleau, G. (2014). The co-production of science and waterscapes: The case of the Seine and the Rhône Rivers, France. *Geoforum*, 57, 248-257.

Capel, H. (1983). Positivismo y antipositivismo en la ciencia geográfica. El ejemplo de la geomorfología. *Geo Crítica: Cuadernos Críticos de Geografía Humana*, 43

Church, M. (2013). Refocusing geomorphology: Field work in four acts. *Geomorphology*, 200(15), 184-192.

Couper, P.R. (2023). Interpretive field geomorphology as cognitive, social, embodied and affective epistemic practice. *Can. Geogr.*, 67(3), 430-441.

García, J.H., Ollero, A., Ibisate, A., Fuller, I.C., Death, R.G., y Piégay, H. (2021). Promoting fluvial geomorphology to "live with rivers" in the Anthropocene era. *Geomorphology*, 380, 107649.

Houser, C., Lehner, J. y Smith, A. (2022). The Field Geomorphologist in a Time of Artificial Intelligence and Machine Learning. *Annals of the American Association of Geographers*, 112(5), 1260-1277.

Lane, S.N. (2014). Acting, predicting and intervening in a socio-hydrological world. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 927-952.

Lave, R. (2015). Introduction to special issue on critical physical geography. *Progress in Physical Geography*, 39(5), 571-575.

Lave, R., Wilson, M.W., Barron, E.S., Biermann, C., Carey, M.A., Duvall, C.S., Johnson, L., Lane, K.M., McClintock, N., Munroe, D., Pain, R., Proctor, J., Rhoads, B.L., Robertson, M.M., Rossi, J., Sayre, N.F., Simon, G., Tadaki, M. y Van Dyke, C. (2014). Intervention: Critical physical geography. *Can. Geogr.*, 58, 1-10.

Lundmark, A.M., Augland, L.E. y Jørgensen, S.V. (2020). Digital fieldwork with Fieldmove - how do digital tools influence geoscience students' learning experience in the field? *J. Geography in Higher Education*, 44(3), 427-440.

Poesen, J. (2018) Soil erosion in the Anthropocene: Research needs. *Earth Surf. Process. Landforms*, 43, 64-84.

Quinton, J.N. y Fiener, P. (2023). Soil erosion on arable land: An unresolved global environmental threat. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 48(1), 136-161.

Sepúlveda, S.A. y Petley, D.N. (2015). Regional trends and controlling factors of fatal landslides in Latin America and the Caribbean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15, 1821-1833.

Tadaki, M. (2015). Research resource review: Science, Philosophy and Physical Geography. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 39(5), 691-693.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 391-394. ISBN: 978-84-10345-81-2

LA GEOMORFOLOGÍA COMO HERRAMIENTA DE INVESTIGACIÓN GEOARQUEOLÓGICA EN EL CAMPAMENTO ROMANO DE LA VÍA CARISA

Geomorphology as a tool for geoarchaeological research at the Roman camp of the Vía Carisa

Jiménez-Sánchez, M.[1], Rodríguez-Rodríguez, L.[1], Domínguez-Cuesta, M.J.[1], Naves, B. [1] Farias, P. [1], Fernández-Viejo, G.[1], Olona, J.[2], Ballesteros, D.[3], Valenzuela, P.[4], González-Lemos, S.[5]

1. Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, C/Jesús Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo mjimenez@uniovi.es
2. Terradat Geophysics S.L., Parque Tecnológico de Asturias. Ed. Centro Elena I, oficina SE, 33428, Llanera.
3. Dpto. de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, Avd. los Castros 48, 39005 Santander.
4. Grupo de Investigación Geología Ambiental, Cuaternario y Geodiversidad (Q-GEO), Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24071, León (España).
5. ASCIEM Consulting S.L.P., C/Gutiérrez Herrero 52, 33402, Avilés.

Abstract: A geoarchaeological study was conducted at the Roman camp of Vía Carisa (1,728 m a.s.l.), interpreted as a major mountain *castra aestiva* from the time of Publio Carisio. The project combined geomorphological mapping, geophysics, core sampling, and AMS radiocarbon dating to explore human–landscape interaction. Ancient landslides, partially occupied by the camp, and superimposed bogs were investigated. The Deogracias-1 core revealed alternations of clay, silt, and gravel, with pond infilling dated between 800 and 400 cal years BC. Results suggest human presence predates the Roman period, reinforcing the strategic significance of Via Carisa as a mountain pass.

Palabras clave: Geoarqueología, Geomorfología, La Carisa, Cordillera Cantábrica.
Keywords: Geoarchaeology, Geomorphology, La Carisa, Cantabrian Mountains.

1. INTRODUCCIÓN

El yacimiento del campamento romano de la Vía Carisa, ubicado en el concejo de Aller (Asturias), ha sido interpretado como un gran campamento militar (*castra aestiva*) construido bajo el legado de Publio Carisio, aproximadamente entre el 26 y el 22 a.C. (Camino Mayor *et al.*, 2001). El yacimiento se localiza en torno al pico Boya o Monte Curriechos (1.728 m s.n.m.), en el cordal de Carroceo (Figura 1), muy próximo a la Vía Carisa, una vía histórica estratégica que comunicaba la costa cantábrica y el interior peninsular (Camino Mayor *et al.*, 2001, 2009).

Los trabajos arqueológicos previos sugirieron un fuerte condicionamiento de la evolución del yacimiento por procesos geomorfológicos, particularmente de inestabilidad de vertientes y fluviales (Camino Mayor *et al.*, 2009). Este hecho motivó la realización de una investigación geoarqueológica específica, con un fuerte componente geomorfológico. El objetivo de esta investigación es establecer la interacción entre la actividad humana histórica, los procesos geomorfológicos y los cambios ambientales registrados en la zona, que han dado lugar al complejo paisaje montañoso observado.

2. METODOLOGÍA

Los estudios llevados a cabo incluyen la realización de una cartografía geomorfológica del entorno del campamento romano y el estudio de los rellenos sedimentarios depositados en varias lagunas de la zona. Para caracterizar el espesor de las formaciones superficiales se llevó a cabo una investigación geofísica utilizando refracción sísmica y análisis multicanal de ondas superficiales. El muestreo de depósitos lacustres se realizó en varias lagunas utilizando una sonda sacatestigos manual Eijelkamp. A partir de los testigos de sondeo recuperados se realizó una caracterización sedimentológica y la toma de muestras de restos vegetales y sedimento (*bulk sediment*) para datación mediante radiocarbono AMS. Las muestras de radiocarbono fueron datadas en el laboratorio Beta Analytic y calibradas utilizando la curva IntCal20 (Reimer

et al., 2020) y el *software* CALIB 8.20 (Stuiver y Reimer, 1993). Las edades se expresan en años calibrados BP, considerando el intervalo 2 sigma.

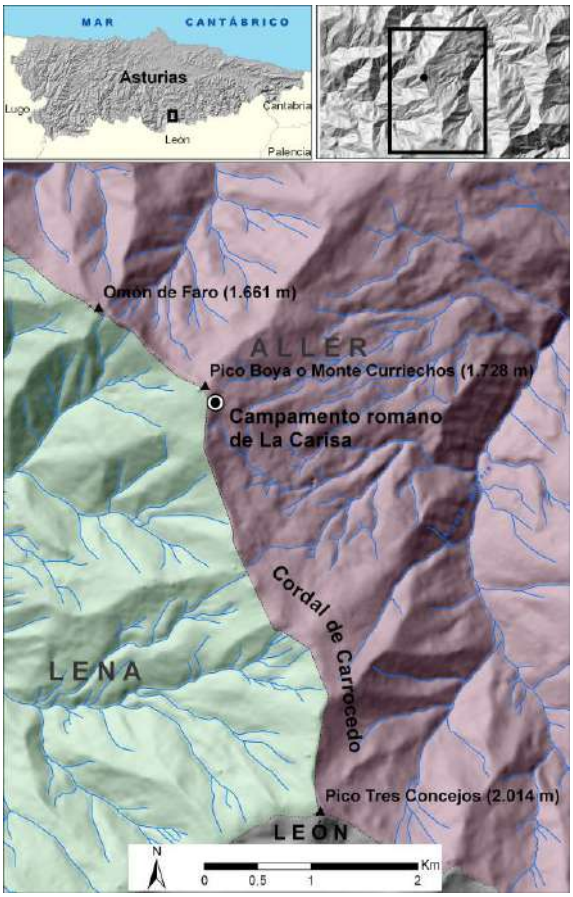


Figura 1. Situación geográfica del campamento romano de La Carisa en el contexto de Asturias.
Figure 1. Geographic location of the Roman camp of La Carisa in Asturias.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Caracterización geomorfológica de la zona

Las características del paisaje resultan principalmente de la acción fluvial y gravitacional, a las que cabe añadir la acción humana.

En la ladera oriental del Pico Boya o Monte Curriechos, se aprecia que la incisión de la red de drenaje en el relieve sigue un patrón dendrítico, con dos cauces principales que desembocan en el río Las Mestas, afluente del río Negro, y que, aparentemente, se adaptan a las estructuras, aunque en campo se aprecia que los canales están retrabajados por procesos antrópicos. Destaca la presencia de un relieve interpretado como un gran movimiento en masa de tipo complejo, con participación de mecanismos de flujo y deslizamiento, formado por diversas unidades que en el relieve se configuran como una sucesión de escarpes culminados por superficies relativamente planas (Figura 2).



Figura 2. Vista aérea del campamento romano y del relieve irregular en la ladera este del Monte Curriechos, interpretado como un movimiento en masa complejo, retocado por acción humana y por el encajamiento de cauces fluviales.
Figure 2. Aerial view of the Roman camp and the uneven topography on the eastern slope of Mount Curriechos, interpreted as a complex mass movement, modified by human activity and the incision of river channels.



Figura 3. Laguna donde se realizó la adquisición de datos sísmicos y se muestreó el sondeo Caballos-1.
Figure 3. Pond where the seismic data acquisition was conducted and the Caballos-1 core was sampled.

Existen varias lagunas (Caballos, Deogracias… denominadas así por el equipo de investigación) que se superponen sobre los deslizamientos y que han sido interpretadas como depresiones de origen natural (originadas por el escalonamiento de los procesos de gravedad) pero retocadas con posterioridad por la acción humana. Estas

depresiones son de edad desconocida, y están parcialmente colmatadas por sedimentos (Figura 3).

Resultados e interpretación preliminar de los sondeos

La investigación geofísica desarrollada en las inmediaciones de laguna de Caballos (60x30 m, aprox. 1.540 m s.n.m.) revela que las formaciones superficiales alcanzan un espesor de entre 9 y 17 m, con velocidades de onda P <1.600 m/s y velocidades de onda S <500 m/s. La relación Vp/Vs es consistente con un sustrato rocoso de naturaleza siliciclástica.

El testigo de sondeo Caballos-1 (4 m de profundidad, 1.543 m s.n.m.) muestra una alternancia de arcillas, limos y arenas con gravas. El registro sedimentario permite inferir la alternancia de (Figura 4): 1) procesos periglaciares y gravitacionales, marcados por gravas subangulosas con limo y arenas (niveles 9 y 6-5); y 2) procesos lacustres, registrados por dos niveles de arcillas localizados a 218-180 cm (niveles 7 y 8, base datada en 29,2 – 29,9 cal ka BP) y 84-0 cm (niveles 4 a 1, base datada en 8,2 – 8,4 cal ka BP).

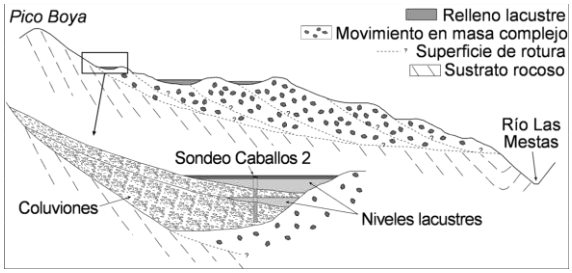


Figura 4. Interpretación preliminar del movimiento en masa y los registros lacustres superpuestos. El detalle corresponde a la secuencia del sondeo Caballos-1.

Figure 4. Preliminary interpretation of the complex landslide and the superimposed pond sequences. The detail inset represents the Caballos-1 sequence.

El testigo Deogracias-1 (2 m de profundidad, 1.248 m s.n.m.) está compuesto por una alternancia de arcillas, limos y arenas con gravas. El registro sedimentario permite inferir la alternancia de: 1) depósitos lacustres, marcados por el nivel 11 (35.8 – 36.9 cal ka BP); 2) procesos gravitacionales (gravas en matriz arcillosa, interpretadas como depósitos coluviales, niveles 9-10); 3) un segundo episodio lacustre (niveles 7 a 4), que se habría desarrollado entre 2,5 – 2,7 (cal BC 800 a 549 años) y 2,3 –2,6 cal ka BP (cal BC 741 a 400 años). La parte superior de la secuencia (niveles 3 a 1) corresponde a un posible origen antrópico y edáfico.

Interacción entre la actividad humana y el relieve de la zona

Dada la especial configuración del relieve de la zona, no se puede descartar que el gran movimiento en masa esté modificado por la acción humana. De hecho, según las hipótesis arqueológicas, las depresiones de la parte superior habrían sido aplanadas artificialmente para ser lugar de asentamiento y de ocupación por parte de ejércitos romanos en épocas estivales, lo que sería coherente con lo observado en el relieve. La configuración de la red fluvial, si bien sigue en parte la disposición de las litologías del sustrato muestra indicios de retoques de origen antrópico, ya que, en cabecera, algunos cauces están ensanchados y ampliados.

Los eventos lacustres registrados en ambos testigos, datados en ~29,6 y 36,3 ka cal BP, son coherentes con los registros lacustres de la cordillera Cantábrica, que suceden a un máximo glacial local fechado entre 26 y 43 ka BP (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013), previo al último máximo glaciar global registrado durante el MIS 2. El inicio de los eventos lacustres registrados en la laguna de Caballos (~8,3 ka cal BP) y Deogracias (~2,6 ka cal BP) también concuerda con dos periodos húmedos del Holoceno, siendo el último consistente con el Periodo Húmedo Romano Ibérico (Martín Puertas *et al.*, 2011). La influencia de la acción humana durante este periodo se sugiere por el rápido relleno sedimentario de la laguna de Deogracias.

4. CONCLUSIONES

La investigación geoarqueológica desarrollada en el entorno del Campamento de La Carisa indica que las principales características del paisaje responden a la acción combinada de procesos fluviales y gravitacionales. Es especialmente relevante la presencia de grandes deslizamientos antiguos que han sido interpretados como retrabajados por la actividad humana, siendo esta hipótesis coherente con su utilización parcial como extensión del campamento en épocas romanas.

El estudio de dos testigos de sondeo realizados en dos lagunas pone de manifiesto que se produjo un rápido relleno en épocas previas a la ocupación romana, entre hace 800 y 400 años BC. Los datos cronológicos sugieren que la ocupación humana es anterior al campamento romano, lo que refuerza la importancia

estratégica de la Vía Carisa como paso histórico a través de la cordillera Cantábrica.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por el proyecto FICYT-Rioglass S.A. PC 10-14 (PCTI Asturias y EC FEDER) y continúa en el marco de los proyectos autonómicos GEOCANTABRICA (IDE/2024/000753 – SEK-25-GRU-GIC-24-072, SEKUENS/Principado de Asturias, UE) y GEOCANTABRICAE (SV-PA-21-AYUD/2021/51766, FICYT, Principado de Asturias, UE, ERDF). Agradecemos su amable atención al equipo arqueológico que desarrolló la investigación en las montañas de La Carisa (Jorge Camino, Yolanda Viniegra, Rogelio Estrada) y a Esperanza Martín, así como a la Administración del Parque Ubiña-La Mesa.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Camino Mayor, J., Estrada García, R. y Viniegra Pacheco, Y. (2001). El campamento romano de la Vía Carisa en Asturia Tramontana. *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, Prehistoria y Arqueología*, 14, 261-276.

Camino Mayor, J., Viniegra Pacheco, Y., Estrada García, R., Jiménez-Sánchez, M., Suárez García, J.A., González-Pumariega, P., Argüellles Fraga, R. y Fernández-Ortega, A. (2009). La Carisa y La Mesa: dos vías romanas de alta montaña en el Conventos Asturum. En: Bettencourt, A. y Alves, L. B. (Eds): *Dos montes, das pedras e das águas. Formas de interacção com o espaço natural da pré-historia à actualidade, 163-176.* Centro de Investigação Transdisciplinar Cultura, Espaço e Memória (CITCEM) y Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário (APEQ).

Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M., Valcárcel, M. (2013). A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: timing and regional variability during the last glacial cycle. *Geomorphology*, 196, 50-64, doi: 10.1016/j.geomorph.2012.06.009.

Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Mata, M.P., Moreno, A., Giralt, S., Martínez-Ruiz, F., Jiménez-Espejo, F. (2011). Geochemical processes in a Mediterranean Lake: a high-resolution study of the last 4,000 years in Zoñar Lake, southern Spain. *Journal of Paleolimnology*, 46, 3, 405-421.

Reimer, P., Austin, WEN, Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon* 62.

Stuiver, M. y Reimer, P.J. (1993). CALIB rev. 8. *Radiocarbon* 35, 215-230. Disponible en: http://calib.org/calib/



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 395-398. ISBN: 978-84-10345-81-2

WATERFALL ACCIDENTS IN PENEDA-GERÊS NATIONAL PARK, PORTUGAL: INSIGHTS FROM NEWS REPORTS

Accidentes En Cascadas Del Parque Nacional De Peneda-Gerês: Análisis De Los Reportajes Periodísticos

Luísa Silva[1], Jorge Costa[1,2], Pedro Pinto Santos[3,4] Alberto Gomes[1, 2]

1. Geography Department, University of Porto, Via Panorâmica, s/n 4150-564 Porto, Portugal. up202005191@up.pt
2. Centre of Studies in Geography and Spatial Planning, University of Porto.
3. Centre of Geographical Studies, Institute of Geography and Spatial Planning, University of Lisbon.
4. Associate Laboratory TERRA, University of Lisbon.

Abstract: This study examines accidents occurring at waterfalls in Portugal's Peneda-Gerês National Park (PGNP) between 2017 and 2025, with particular emphasis on the Arado and Fecha das Barjas sites. The analysis is based on an inventory compiled from photographs and reports published in local and national newspapers. Over the study period, 60 incidents were recorded, most of which occurred during the summer months. Most accidents resulted from falls on slippery bedrock surfaces. Contributing factors included poor signage, unsuitable footwear, and risky or negligent visitor behavior. The findings highlight the critical need for targeted risk prevention and management strategies, especially in high-traffic tourist areas of PGNP where geomorphologically impressive but dangerous waterfalls are concentrated.

Palabras clave: Parque Nacional da Peneda-Gerês, Accidentes, Cascadas, Periodísticos.
Keywords: Peneda-Gerês National Park, Accidents, Waterfalls, News.

1. INTRODUCTION

Mountain environments have natural conditions that increase the likelihood of accidents among visitors, often resulting in a range of injuries, including physical trauma, extreme fatigue, complications related to exertion and altitude effects, as well as the exacerbation of pre-existing medical conditions (Knott, 2011).

In Portugal, at the Peneda-Gerês National Park (PGNP), incidents with visitors are frequent due to the rugged terrain, steep slopes, and the region's mountain geomorphological environment (ICNF, 2020). An overview of incidents in the PGNP highlights that geomorphological conditions significantly contribute to the elevated risk of accidents and health issues among visitors (Eiras *et al.*, 2020). Studies like Boulware *et al.* (2003), Jones and Yamamoto (2016), Soulé *et al.* (2017), and Knott (2011), underscore the importance of a multidisciplinary approach to understanding and preventing injuries to visitors in mountain environments.

The concept of disaster forensics (*e.g.*, Alcántara-Ayala, 2023) also strengthens this perspective by emphasizing the need to analyse the broader structural and environmental factors behind such incidents.

The topography of the PGNP territory is predominantly rugged, and steeper gradients in some areas give rise to waterfalls, fast-flowing streams, and deeply incised valleys, contributing to diverse habitats and landscapes, while gentler slopes accommodate village settlements (ICNF, 2020). However, the steep terrain also increases the risk of erosion and landslides making the access more difficult, requiring careful management of human and tourism-related activities (Monteiro-Henriques *et al.*, 2015).

Key pressures on PGNP's water resources include energy production, water supply to nearby villages, and recreational use of waterfalls (*e.g.*, Arado, Fecha das Barjas, São Miguel, Pincães). Formed on granite and schist bedrock, these waterfalls also hold high scenic value (Rodrigues and Fonseca, 2017).

Several accidents, many resulting in serious or fatal outcomes, have been recorded at these sites, particularly during the summer (Carvalho *et al.*, 2019). However, research on the spatiotemporal distribution of visitor accidents in PGNP remains

limited, with the study by Eiras *et al*. (2020) as an exception. To address this research gap, this study aims to: 1) develop a database of visitor accidents in PGNP, 2) map accidents at waterfalls within the park, 3) analyse their spatial and temporal distribution.

Study area

The Peneda-Gerês National Park (PNPG) features significant slope variations, shaped by the region's complex geotectonic structure, primarily composed of granite and schist and a high density of fractures that influence erosion and water drainage patterns (Rodrigues and Fonseca, 2017). The hydrographic network is dense and strongly affected by high annual precipitation (approximately 2,600–3,000 mm). Figure 1 shows the distribution of the park's main waterfalls, that are concentrated in high-altitude, steep-slope areas underlain by granite and schist bedrock, which enhance both their touristic appeal and their potential danger (Rodrigues and Fonseca, 2017).

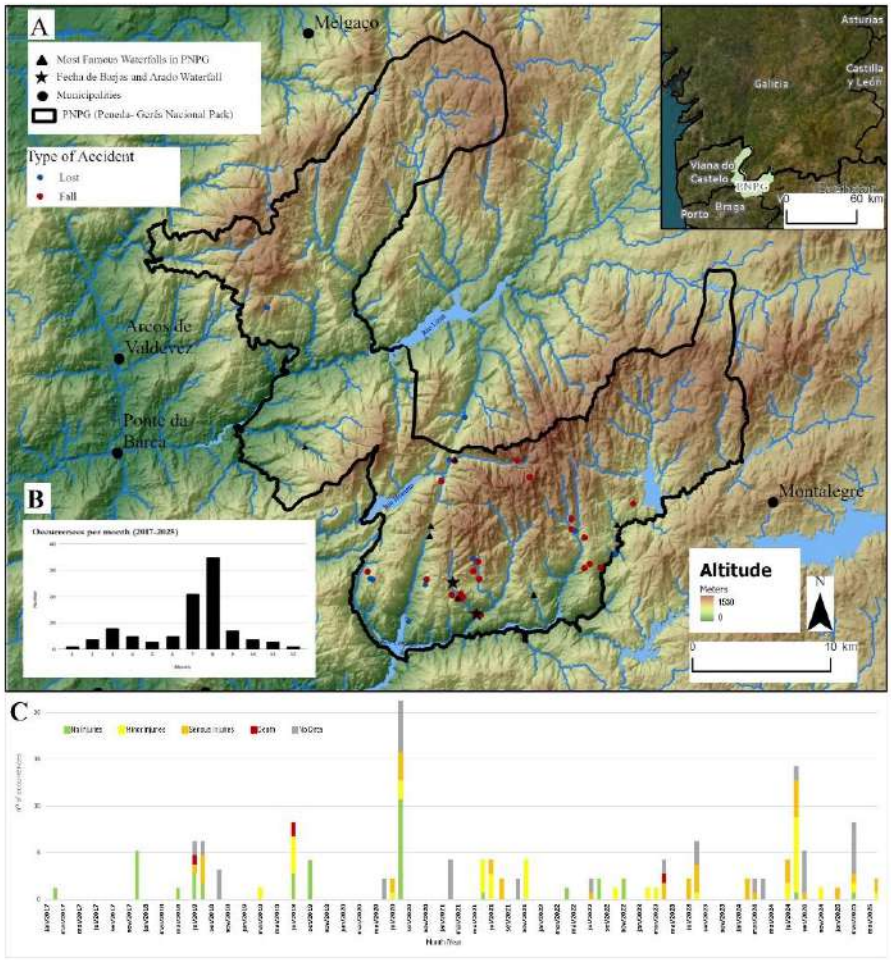


Figure 1. Location of main waterfalls in PNPG and occurrences of visitors accidents in the PNPG (2017-2025). Graphs detail monthly frequency (B) and temporal distribution by type (C).
Figura 1. Ubicación de las principales cascadas del PNPG y variación altitudinal. Ocurrencias de personas perdidas (azul) y caídos (rojo) en el PNPG (2017-2025). Gráficos detallan la frecuencia mensual y la distribución temporal por tipo.

2. MATERIALS AND METHODS

The materials used in the research include a DEM with a 10 m spatial resolution, the hydrographic network of Military Charts 1/25000, and the locations of the park's main waterfalls. A database was developed through the systematic collection of news reports, using specific keywords, from 15 national and regional newspapers (2017-2025). The database fields (*e.g.*, date, accident location, type of injury) were defined based on the existing literature on safety in natural areas. Fieldwork was done to validate accident locations and to assess on-site conditions such as accessibility, risk factors, and signage at the waterfalls. The methods applied included spatial analysis using GIS to map and overlay relevant thematic layers, as well the

analysis to identify spatial and temporal patterns in recorded accidents.

3. RESULTS

As mountain sports and leisure activities have grown in popularity, and wilderness areas have become more accessible due to improved transport infrastructure and increasing number of walkways in nature, there has been a corresponding rise in adverse events in these environments (Knott, 2011). Also, the widespread availability of mobile location-based services increasingly enables access to remote and previously avoided areas. Figure 2 shows the spatial and temporal distribution of 60 recorded incidents between 2017 and 2025, most of which were falls (47 cases), with the remainder involving individuals who were lost or disoriented near the waterfalls (13 cases).

The temporal analysis shows a clear concentration of incidents during the summer months, particularly from July to September, reflecting increased human presence and, more importantly, intensified activity in these wilderness areas. Of all fall-related incidents, around 60% resulted in serious injuries, such as open fractures, cranial trauma, and prolonged immobilisation, based on data compiled from regional and national news sources.

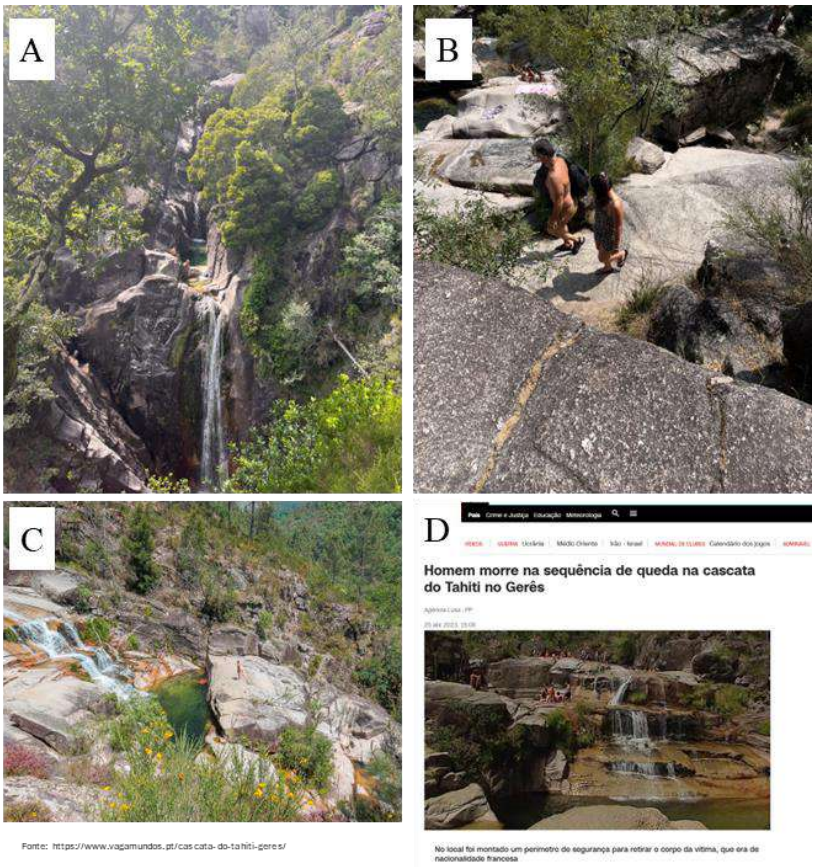


Figure 2. Photographic records of the main waterfalls in Peneda-Gerês National Park: Arado Waterfall (A) and Fecha das Barjas ["Tahiti"] Waterfall (B and C), along with an example of a newspaper report documenting an incident (D).

Figura 2. Registros fotográficos de las principales cascadas en el Parque Nacional Peneda-Gerês: Cascada do Arado (A) y Cascada de Fecha das Barjas "Tahití" (B e C), junto con un ejemplo de una noticia de prensa que ilustra un incidente (D).

During fieldwork, it was observed that a considerable number of users at the waterfalls were not wearing footwear technically suited for movement on uneven and slippery terrain, an aggravating factor for the occurrence of slips and falls. The systematic and georeferenced recording of these occurrences enabled the identification of critical patterns in the location, frequency and severity of accidents, highlighting the need for targeted mitigation strategies, particularly in improving signage and preventing risky behavior in high-exposure areas.

To deepen the analysis of safety conditions and better understand terrain dynamics, conducting longitudinal profiles of the waterfalls is essential. These profiles help characterise the morphology and slope of the most critical areas, identifying high-risk zones for falls and the factors contributing to terrain instability. The photographs in Figure 2 visually illustrate the

identification of these hazardous areas. The morphological analysis of the Fecha das Barjas and Arado waterfalls reveals significant contrasts in landform organization and associated erosional processes. Fecha das Barjas develops along a knickzone approximately of 1,500 meters in length, characterised by a series of successive and continuous abrupt drops that contribute to a visually striking landscape. This structure is shaped by intensely fractured granitic lithology, which promotes the formation of natural pools and multiple cascades. As a result, the terrain becomes increasingly complex, increasing the risk of accidents in areas with limited accessibility.

In contrast, the Arado waterfalls develop along a longer river profile (~3,000 meters), featuring more widely spaced slopes and a deeply incised valley. The distribution of elevation drops along the profile suggests a pattern of concentrated vertical erosion. Both waterfalls are marked by high fluvial energy and rugged terrain, with significant implications for the management of recreational use and the prevention of geomorphological hazards.

4. DISCUSSION AND CONCLUSION

The results of this study show that accidents at the PGNP waterfalls occur predominantly during the summer months, coinciding with the peak of tourist visitation (Carvalho *et al*. 2019). Spatial analysis reveals that the areas with the highest number of accidents correspond to zones with difficult access, slippery surfaces (such as polished granite and algae presence), a lack of proper signage, and insufficient support infrastructure.

These findings confirm what was outlined by other authors (Rodrigues and Fonseca, 2017; ICNF, 2020), namely, the role of the PGNP's geomorphological and hydrological conditions (such as steep slopes and slippery rock surfaces), as critical factors contributing to accident risk. High tourist pressure and the lack of effective prevention measures also prove to be determining factors (Carvalho *et al.,* 2019) and further reinforced by the absence of integrated natural area management strategies. This study stands out for addressing a little-explored topic, given the limited literature on accidents in waterfall areas of the PNPG. This highlights its pioneering character and potential to contribute to future research. With the improved database later provided by the National Authority for Civil Protection, future studies will be able to conduct more detailed and comparative analyses. Regarding the database created, one limitation lies in the broad and general nature of the news sources, as much of the information was derived from press reports, which were often vague in details such as exact location (*i.e.*, coordinates), specific causes, and weather conditions at the time of the incidents.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research received support from the Centre of Studies in Geography and Spatial Planning (CEGOT), funded by national funds through the Foundation for Science and Technology (FCT) under the reference UIDB/04084/2020; and Jorge Costa received support from the Foundation for Science and Technology (FCT) under the Grant [number 2021.05304.BD].

REFERENCES

Alcántara-Ayala, I., Burton, I., Lavell, A., Oliver-Smith, A., Brenes, A. yDickinson, T. (2023). Forensic investigations of disasters: Past achievements and new directions. *Jàmbá: Journal of Disaster Risk Studies*, *15*(1), 1-11.

Boulware, D. R., Forgey, W. W. y Martin, W. J. (2003). Medical risks of wilderness hiking. The American *Journal of Medicine*, 114(4), 288-293. https://doi.org/10.1016/S0002-9343(02)01494-8

Carvalho, T. S., *et al*. (2019). O impacto das atividades recreativas nas áreas protegidas: o caso do PNPG. In *Atas do X Congresso da Geografia Portuguesa. Universidade do Minho*.

Eiras, J., Costa, A. y Santos, M. (2020). Avaliação de Riscos Associados a Atividades de Montanha no Parque Nacional da Peneda-Gerês. *Territorium: Revista Internacional de Riscos* 2021 Vol. 27.

ICNF – Instituto da Conservação da Natureza e das Florestas. (2020). Plano de Ordenamento do Parque Nacional da Peneda-Gerês.

Jones, T. y Yamamoto, K. (2016). Segment-based monitoring of domestic and international climbers at Mount Fuji: Targeted risk reduction strategies for existing and emerging visitor segments. *Journal of Outdoor Recreation and Tourism*, 13, 10-17. https://doi.org/10.1016/j.jort.2016.01.002

Knott, J. W. (2011). Causes of injuries in the mountains: a review of worldwide reports into accidents in mountaineering. *J R Army Med Corps*, 157(1), 92-99. https://doi.org/10.1136/jramc-157-01-16

Monteiro-Henriques, T., *et al*. (2015). Flora e vegetação do Parque Nacional da Peneda-Gerês. *Silva Lusitana*, 23(2), 149–172.

Rodrigues, M. L. y Fonseca, A. (2017). Geomorfologia e geodiversidade no Parque Nacional da Peneda-Gerês: contributos para a conservação e valorização turística. Finisterra, 52(105), 47–66. https://doi.org/10.18055/Finis13329

Silva, J., Ramos, I. y Fernandes, R. (2018). A conservação da biodiversidade no PNPG. Relatórios do ICNF.

Soulé, B., Reynier, V., Lefevre, B. y Boutroy, E. (2017). Who is at risk in the French mountains? Profiles of the accident victims in outdoor sports and mountain recreation. *Journal of Mountain Science*, 14(8), 1490-1499.https://doi.org/10.1007/s11629-016-4146-5

UNESCO-MAB. (2022). Gerês-Xurés Transboundary Biosphere Reserve. https://en.unesco.org/biosphere/eu-na/geres-xures



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 399-402. ISBN: 978-84-10345-81-2

CARTOGRAFÍA DE UNIDADES AMBIENTALES HOMOGÉNEAS EN EL ENTORNO DE LA ERCINA (LEÓN)

Cartography of Homogeneous Environmental Units in the surroundings of La Ercina (León)

Francisco Marcos Fernández[1], Pablo Valenzuela[1], Indira Rodríguez[1] y Eduardo García-Meléndez[1]

1. Grupo de Investigación Geología Ambiental, Cuaternario y Geodiversidad (Q-GEO). Universidad de León. Campus de Vegazana s/n, 24071, León (España). egarm@unileon.es

Abstract: This work focuses on the development and analysis of geomorphological mapping of homogeneous environmental units in La Ercina (León), covering an area of 85 km². The methodology integrates photointerpretation, fieldwork and GIS to produce a map at a 1:25.000 scale. Nine homogeneous units and two subunits were identified. The northern units are characterised by steep reliefs, resistant lithologies and low-density drainage. In contrast, the southern sector displays smoother reliefs, less resistant sedimentary lithologies, denser drainage networks and fertile soils. The resulting cartography stands out for its temporal consistency, as it is based on physical criteria that transcend changes in land use, being a valuable tool for environmental planning.

Palabras clave: cartografía ambiental, geomorfología, unidades homogéneas, Cordillera Cantábrica, fotointerpretación.
Keywords: environmental cartography, geomorphology, homogeneous units, Cantabrian Range, photointerpretation.

1. INTRODUCCIÓN

La cartografía de unidades ambientales homogéneas es un tipo de cartografía geomorfológica aplicada que permite la representación del terreno mediante la identificación de áreas basadas en sus características físicas (especialmente el relieve), que llevan asociadas una serie de propiedades dependientes de estas, como son desarrollo edáfico, propiedades hidrológicas, vegetación, usos del suelo, etc. El fundamento de estas unidades en criterios físicos (relieve, litología geomorfología) las confiere gran versatilidad y estabilidad en el tiempo, al permanecer estables con los posibles cambios de vegetación y usos del suelo (Miejerink, 1988; Martín-Duque *et al*., 2003). Esta herramienta es clave para la planificación territorial y el desarrollo sostenible, ya que, al permitir la integración de información del medio físico y biótico con otra de índole socioeconómica, facilita los estudios de evaluación de impactos ambientales, la gestión forestal, agrícola y de riesgos geomorfológicos, entre otras (Cavallaro *et al*., 2010). Además, este tipo de cartografía constituye un interesante recurso docente, al sintetizar las relaciones entre los diferentes factores que condicionan el paisaje, facilitando su comprensión por parte del alumnado, por ejemplo, de Ciencias Ambientales. A pesar de su utilidad, el uso de dicha herramienta ha estado poco generalizado en España hasta la fecha.

Objetivos

El presente trabajo tiene como objetivo principal la elaboración de una cartografía de unidades ambientales homogéneas basadas en la geomorfología en el entorno de La Ercina, municipio localizado en el noreste de la provincia de León, y su análisis en el contexto de los relevantes cambios en el uso del suelo ocurridos en la zona de estudio desde los años 50 del siglo XX hasta la actualidad.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La zona objeto de estudio se encuentra ubicada en la vertiente leonesa de la Cordillera Cantábrica, al noreste de la provincia de León (Figura 1), y ocupa una superficie total aproximada de 85 km², extendiéndose a través de 5 municipios diferentes: Boñar, Vegaquemada, Gradefes, Sabero y La Ercina.

Geología

Desde el punto de vista geológico, el área se encuadra en la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico. El sustrato de su tercio norte está formado por materiales paleozoicos y mesozoicos afectados por la deformación alpina, predominando las calizas, dolomías, pizarras y areniscas, que generan relieves escarpados. Los dos tercios meridionales de la zona están formados por sedimentos cenozoicos poco deformados que dan lugar a un relieve suave y ondulado, predominando las arcillas, areniscas y conglomerados con distintos grados de cementación. Además, abundan los depósitos del Cuaternario como fondos de valle, llanuras aluviales, conos de deyección, etc. (Manjón *et al*., 1978).

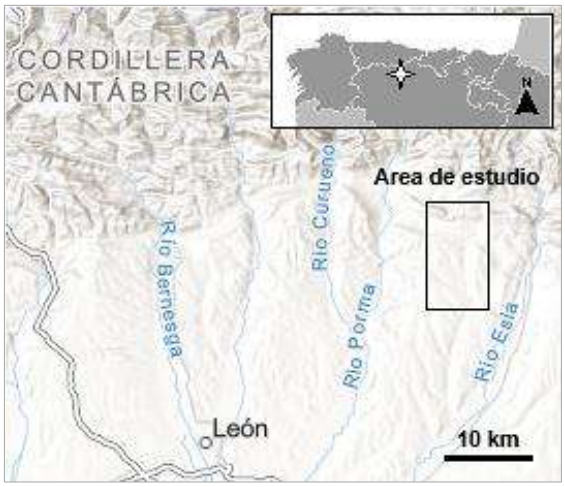


Figura 1. Localización del área de estudio.
Figure 1. Study area location.

Fisiografía

La red fluvial está dominada principalmente por el río Valdellorma, que fluye en dirección norte-sur, recibiendo numerosos afluentes de menor tamaño antes de desembocar en el río Esla. Las características litológicas y estructurales del sustrato, junto con la disposición y morfología de la red fluvial, condicionan el relieve de la zona, que presenta un rango de altitudes entre los 1350 m, en su límite norte, y los 950 m en su extremo sureste. En los dos tercios inferiores del área predomina un relieve de pendientes suaves, conformado por valles, llanuras de inundación y zonas onduladas, con una pendiente media del 10-20%. La orientación de los principales cauces de la red fluvial condiciona el patrón de laderas con orientaciones este y oeste. En el tercio norte predomina el relieve montañoso, con pendientes medias más pronunciadas de entre el 25-35%. La disposición de las principales formaciones montañosas en dirección este-oeste da lugar a una orientación preferente norte-sur de las laderas.

Clima, vegetación y usos del suelo

El clima es de tipo continental húmedo, con inviernos fríos y veranos cálidos, y una distribución homogénea de las precipitaciones a lo largo de todo el año, con máximos en otoño e invierno. En cuanto a la vegetación, la mayor parte de la zona está ocupada por formaciones arboladas, destacando las repoblaciones de coníferas en las zonas centro, este y norte. Las áreas no arboladas o que presentan menor cobertura arbórea están ocupadas por cultivos, vegetación herbácea y vegetación arbustiva (MITECO, 2021).

La distribución de los usos del suelo en la zona de estudio sigue un modelo tradicional, típico de su contexto geográfico. Las tierras agrícolas se sitúan en áreas llanas, fértiles y húmedas, próximas a cursos de agua y de fácil acceso. El abandono del medio rural ha provocado la transformación de antiguos cultivos en herbazales y pastizales poco aprovechados, que van siendo progresivamente invadidos por vegetación de etapas más avanzadas de la sucesión ecológica. El uso predominante del suelo es forestal, con una clara prevalencia de bosques de frondosas y repoblaciones de coníferas, distribuidos ampliamente por el territorio (MITECO, 2021).

3. METODOLOGÍA

El presente trabajo plantea la elaboración de una cartografía de unidades ambientales homogéneas a escala 1:25.000 que se complementa con una descripción detallada de las principales características geológicas, geomorfológicas, los procesos geológicos activos, los usos del suelo y la vegetación que caracterizan a cada unidad. La metodología empleada incluye: (1) la fotointerpretación de fotografías aéreas antiguas (Vuelo Americano 1956) y actuales (2023) para analizar el área de estudio y delimitar y describir las diferentes unidades, (2) el trabajo de campo para comprobar la fotointerpretación realizada, y (3) el uso de herramientas de SIG para digitalizar y analizar de forma conjunta el mapa elaborado con diversa información cartográfica (topografía, modelos digitales del terreno, geología, vegetación, usos del suelo) y fotogramétrica (fotografías aéreas y ortofotografías).

Las unidades ambientales homogéneas han sido descritas atendiendo a tres criterios principales de clasificación y diferenciación, que, ordenados en orden decreciente de importancia, son: (1) relieve, (2) red de drenaje y (3) litología. El resto de los factores físicos (suelos y formaciones superficiales, procesos geológicos activos) y ambientales (vegetación, usos del terreno) son considerados como características secundarias asociadas íntimamente a las primeras y, algunas de ellas, sujetas a posibles variaciones temporales a corto y medio plazo, siendo incluidos en la descripción de las diferentes unidades.

4. RESULTADOS

Siguiendo la metodología descrita se han definido nueve unidades y dos subunidades ambientales homogéneas (Figura 2), descritas a continuación. Las unidades 1, 2 y 2b comprenden los dos tercios meridionales del área de estudio, caracterizados de forma general por un relieve alomado, con pendientes de entre 10 y 15º, condicionado por la presencia de litologías de edad Cenozoica (Terciario) con resistencia baja a moderada (limos, arcillas, arenas y capas de conglomerados con distinto grado de cementación) y escasamente deformadas, y por la disección de la red fluvial, con una componente direccional predominante norte-sur. La zona se caracteriza por un drenaje externo, con valles principales con fondo plano y valles secundarios de sección en V. La unidad 1 presenta un sustrato intensamente incidido por un drenaje de densidad media y patrón dendrítico. La unidad 2 alterna los patrones de drenaje dendrítico y paralelo, más densos que en la unidad anterior, con incisión moderada. Dentro de ella se distingue la subunidad 2b, con un patrón de drenaje predominantemente paralelo y de baja densidad, relieves más suaves (pendiente media de 5-10º) y un desarrollo de suelos mayor que el de las unidades 1 y 2. Los procesos de erosión hídrica superficial son generalizados en las tres unidades. Mientras que la unidad 1 muestra un uso forestal predominante a lo largo de los años, las unidades 2 y 2b han experimentado una reducción drástica de los terrenos de cultivo desde el año 1956 hasta la actualidad, convertidos en su mayor parte en pastizales.

La unidad 3 constituye una zona de transición entre los dos tercios meridionales y el sector septentrional de la zona de estudio. Se caracteriza por un relieve preferentemente ondulado, con pendientes medias de entre 15 y 20º (mayores que las de las unidades anteriormente descritas), formado por la incisión de una densa red de drenaje externa de patrón paralelo-subparalelo en un sustrato formado por conglomerados, arenas y limos con baja consistencia.

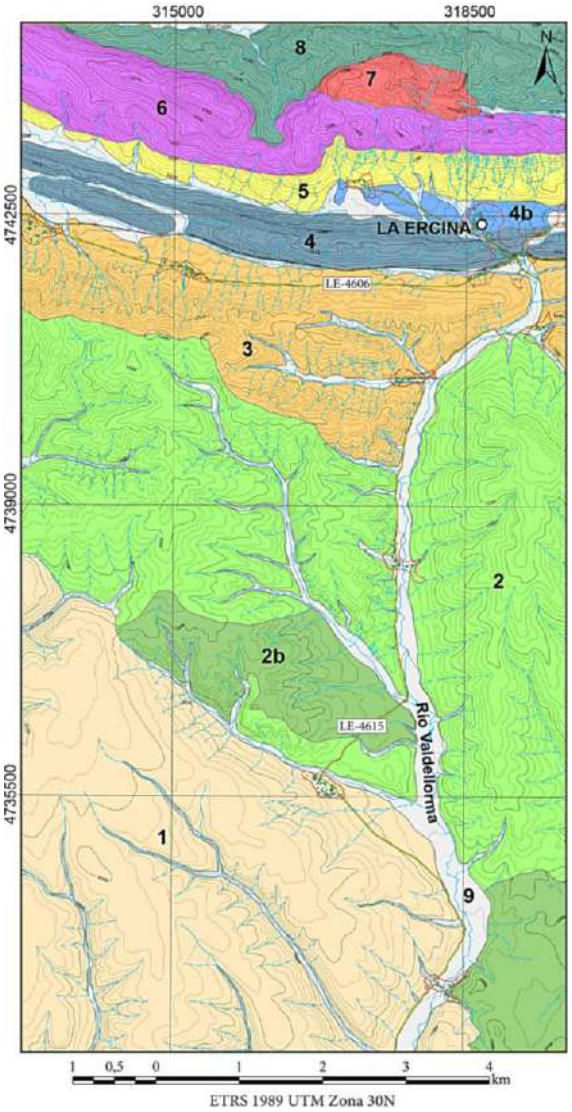


Figura 2. Cartografía de unidades homogéneas ambientales a escala 1:25.000 en el entorno de La Ercina (León). Las unidades homogéneas aparecen representadas en diferentes colores y numeradas para seguir la descripción en el texto.
Figure 2. Cartography of homogeneous environmental units at 1:25,000 scale in the surroundings of La Ercina (León). The homogeneous units are represented in different colours and numbered to follow descriptions in the text.

La zona presenta un moderado recubrimiento de suelos y muestra abundantes indicios de erosión hídrica superficial. El predominio de zonas cultivadas observado en el año 1956 ha dado paso en la actualidad al bosque y al arbolado disperso.

El tercio norte de la zona de estudio está formado por las unidades 4, 4b 5, 6, 7 y 8. Dichas unidades se caracterizan por un relieve más abrupto que el de las unidades anteriormente descritas, en el que se alternan zonas montañosas, de crestería, alomadas y de valle. Esto se debe a la alternancia de diferentes litologías de edad Paleozoico-Mesozoico, dispuestas en bandas de orientación este-oeste y afectadas por una alta deformación que se manifiesta en la presencia de pliegues y fallas. Dicha orientación de las litologías del sustrato condiciona el patrón general de la red fluvial. Los principales relieves de la zona se engloban en las unidades 4, 6 y 7 (pendiente media de 25-35º), formadas por materiales predominantemente calcáreos (calizas, calizas arenosas, margas), de alta resistencia (las dos primeras) y susceptibles de sufrir procesos de disolución. Esto hace que dichas unidades presenten drenaje interno y externo poco denso, así como indicios de un desarrollo kárstico. Los depósitos de caída de rocas son frecuentes al pie de los roquedos. En cambio, la cobertera de suelo y, por tanto, la vegetación, es escasa en estas unidades. Las unidades 4b, 5 y 8 presentan relieves más suaves debido a la presencia de litologías de resistencia baja a moderada (lutitas, pizarras, areniscas, capas de carbón) aunque con pendientes variables de entre 10 y 30º. Las redes de drenaje presentan patrones muy variables, con mayor densidad en la unidad 5 que en la 4b y la 8. El desarrollo de suelos también es variable, de moderado-alto en las unidades 4b y 8 a inexistente en la unidad 5, influyendo en el desarrollo de vegetación. La intensa transformación de usos del suelo observada en los dos tercios meridionales de la zona de estudio no se manifiesta en la zona norte.

Finalmente, la unidad 9 comprende los depósitos cuaternarios presentes en el área de estudio (llanuras de inundación, terrazas y abanicos aluviales principalmente), formados en su mayor parte por sedimentos de origen fluvial dispuestos en depósitos de morfología horizontal o subhorizontal ligados a la red de drenaje. Esta unidad presenta el mayor desarrollo de suelos, lo que ha permitido un uso agrícola que actualmente se halla en retroceso.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las unidades ambientales homogéneas basadas en características geomorfológicas ofrecen una gran estabilidad y solidez a largo plazo, pues son poco susceptibles a las variaciones debidas a cambios en los usos del suelo o actividades antrópicas. La comparación de las imágenes aéreas de los años 1956 y 2023 permite observar cómo, a pesar de los cambios producidos en los usos del suelo (abandono agrícola y forestación), las unidades mantienen su validez, siendo especialmente evidente en los casos 1, 2, 2b, 3, 4 y 4b. La incorporación de estas unidades en una base de datos espacial junto con otra serie de datos como Modelos de Elevación Digital, etc. facilitará la modelización y análisis espacial de distintos escenarios en un SIG, seleccionando valores en los campos de la base de datos de atributos relacionados con las distintas unidades cartográficas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto HYPERLANDFORM (PID2023-150229OB-I00), del MICIU/AEI/10.13039/501100011033 y por FEDER, UE.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cavallaro, S., Nicosia Burgos, F. y Fontaneto, P.J. (2010). La cartografía ambiental como base para los estudios de planificación ecológica del territorio. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (4), 475-483.

Manjón, M., Vargas, I., Colmenero, J.R., García-Ramos, J.C., Crespo, A y Matas, J. (1978). *Mapa geológico de España (Hoja 130) E: 1:50.000 – Vegas del Condado*. 2ª serie – 1ª Ed. IGME, Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

Martín-Duque, J.F., Pedraza, J., Sanz, M.A., Bodoque, J.M., Godfrey, A.E., Díez, A., Carrasco, R.M. (2003). Landform classification for land use mapping in developed areas: an example in Segovia province (Central Spain). *Environmental Assessment*, 32-4, 488-498.

Meijerink, A.M.J. (1988). Data acquisition and data capture through terrain mapping units. *ITC Journal*, 1, 23-44.

Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico (2021). Mapa Forestal de España (MFE) de máxima actualidad. 20/06/2024, https://www.miteco.gob.es/es/cartografia-y-///s/ig/ide/descargas/biodiversidad/mfe_castilla_y_leon.html



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 403-406. ISBN: 978-84-10345-81-2

EROSIÓN ANTRÓPICA EN ESPACIOS NATURALES DE ALTO VALOR. EL CASO DE LOS BUFONES DE PRÍA (ORIENTE DE ASTURIAS)

Anthropogenic erosion in high-value natural areas. The case of the Pría blowholes (Eastern Asturias)

Laura Núñez de Con[1], Emma Montes-Canga[1], Jesús Ruiz-Fernández[2]

1. Estudiante de Grado, Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, uo294767@uniovi.es
2. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo.

Abstract: The landforms of the coastal edge near Pría (Llanes, Eastern Asturias) are studied; especially the blowholes as a prominent geoheritage element. The impact generated by visitors who come to observe the operation of the blowholes is also studied. For this purpose, a geomorphological scheme was carried out with QGIS, identifying the existing blowholes (28) and their typologies; a diachronic study of the evolution of anthropogenic erosion in this area was carried out between 1994 and 2020; and the generated erosion was measured in 28 soil profiles. The affected area ranged from a minimum of 4,109 m^2 in 1994 to a maximum of 9,928 m^2 in 2017.

Palabras clave: Calizas, karst litoral, bufones, geopatrimonio, erosión antrópica.
Keywords: Limestones, coastal karst, blowholes, geoheritage, anthropogenic erosion.

1. INTRODUCCIÓN

El relieve es uno de los elementos fundamentales del paisaje, pues conforma el basamento o soporte sobre el que se desarrollan los demás (vegetación, usos y aprovechamientos humanos, etc.). Además, constituye un elemento de gran valor patrimonial por sí mismo (Brocx y Semeniuk, 2007; Panizza, 2009; Pijet-Migón y Migón, 2022).

La sociedad actual demanda la visita y disfrute de espacios naturales de alto valor caracterizados por la presencia de flora y/o fauna protegida o singular, por la existencia de formas del relieve originales, o bien por constituir paisajes atractivos en los que el relieve puede tener una mayor o menor presencia. Un ejemplo de ello son los paisajes costeros, más aptos que otros para el público general por su accesibilidad.

En este sentido, el borde costero oriental asturiano, armado principalmente en las duras calizas del Carbonífero superior, constituye un paisaje muy atrayente dominado por costas altas acantiladas intensamente karstificadas, en las que se han generado morfologías de detalle muy poco frecuentes a escala del globo y altamente demandadas por los visitantes, debido a su particular funcionamiento, generando incluso un turismo especializado de personas instruidas en la materia que llegan al lugar para observar el funcionamiento de estas singulares morfologías. Es el caso de los bufones, que emiten chorros de aire, o bien de agua a presión (en este caso se denominan surtidores kársticos). Se forman por la confluencia de un conducto kárstico generado a partir de la disolución de las calizas que forman la parte culminante de un acantilado siguiendo los planos de estratificación o las líneas de fracturación del roquedo, con otro abierto en la base por el oleaje (Romero, 1984; Romero y Sendín, 1986). La presión ejercida por las olas en su choque con el acantilado genera una corriente de aire o de agua que sale rítmicamente sobre la superficie del mismo. Por ello, se puede decir que los bufones funcionan como instrumentos de descompresión del macizo calcáreo (Romero, 1984; Flor y Flor-Blanco, 2013).

Se trata, en suma, de elementos de gran valor patrimonial, pero de dimensiones muy limitadas, que en ocasiones han sido protegidos bajo la figura de Monumento Natural dentro del Plan de Ordenación de los Recursos Naturales de Asturias (PORNA; ej. Bufón de Arenillas), y en otros casos ni siquiera cuentan con esa mención de calidad ambiental. En cualquier caso, su extrema singularidad ejerce un gran efecto llamada para los visitantes de la comarca oriental de Asturias, concentrándose masivamente en áreas que presentan gran fragilidad (especialmente durante la época estival, los fines de semana y los episodios en los que los bufones son más activos), generando problemas de erosión y, en suma, una importante degradación de estos espacios.

En consecuencia, este trabajo está focalizado en analizar el impacto generado por la afluencia de visitantes al área de los Bufones de Pría (concejo de Llanes). A partir de dicho objetivo general se

han establecido los objetivos específicos de: i) caracterizar las formas y procesos presentes sobre la superficie de la rasa calcárea en el sector estudiado; ii) delimitar mediante teledetección la superficie de suelo erosionada en varias fechas debido a la circulación masiva de visitantes; y iii) medir la longitud y el espesor erosionado en 28 perfiles de suelo. Cabe mencionar que esta contribución tiene su continuación en otra presentada a este mismo congreso, en la que se estudiarán los puntos de interés y las rutas más frecuentadas extraídas de la plataforma Wikiloc, relacionándolos con la erosión acaecida, para finalmente proponer medidas de ordenación y protección de este espacio. Es decir, entre ambas contribuciones se abordará el estudio de la erosión antrópica en el ámbito de los Bufones de Pría de forma integral.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio de este trabajo se centra en el sector de los Bufones de Pría (concejo de Llanes, Oriente de Asturias), delimitado al Oeste por la desembocadura del río Guadamía, al Norte por el mar Cantábrico, al Sur por la localidad de Llames de Pría, y al Este por la senda que une esta entidad de población con el área de los bufones (Figura 1).

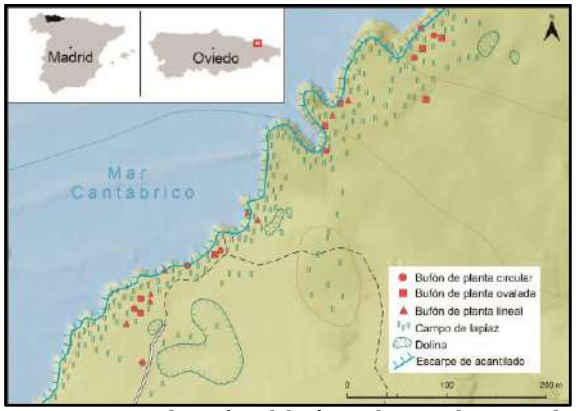


Figura 1. Localización del área de estudio con la representación de las principales formas del relieve.
Figure 1. Location of the study area and mapping of the main landforms.

La topografía, llana en líneas generales (en detalle el terreno es rugoso e irregular debido a la karstificación), se corresponde con la marina oriental asturiana, que presenta una anchura del orden de 3-5 km (Muñoz-Jiménez, 1982); y, dentro de ella, con la rasa calcárea, que es el escalón inferior de la misma, con altitudes que oscilan entre los 10-65 m s.n.m. Por encima se desarrollan las sierras planas cuarcíticas, que constituyen antiguos niveles de abrasión marina organizados en el Oriente de Asturias en dos conjuntos principales en función de la cota altitudinal en la que enlazan con los relieves circundantes. El más alto es el nivel de 260 m, atribuido al Mioceno (Mary, 1983), y el segundo es el nivel de aplanamiento de 155 m, generado en el Plioceno según el mismo autor.

Geológicamente, este ámbito se enmarca en la Región de Mantos, perteneciente a la Zona Cantábrica (Julivert, 1983). Dicha región sigue una disposición arqueada y está situada en el sector más interno del «Arco Asturiano», que parte desde Ponga, envolviendo por el Este y el Norte al Dominio de los Picos de Europa (Julivert, 1983). Por otro lado, el roquedo del área de estudio se compone de calizas de la Formación Valdeteja (Carbonífero superior; Navarro y Leiva, 1986), que constituye el tramo superior de las denominadas calizas de Montaña. Éstas han sido truncadas por dos fallas principales de dirección NNO-SSE. La geomorfología del área está controlada fundamentalmente por la naturaleza del roquedo y su disposición estructural, que ha derivado en la formación de un profuso relieve kárstico.

El litoral oriental asturiano se caracteriza por tener un clima templado, poco contrastado térmicamente y con abundante pluviosidad, que se corresponde con el tipo Cfb_2 dentro de la clasificación climática de Köppen. En este sector predomina la vegetación de porte herbáceo, debido por una parte a los fuertes vientos propios del borde costero acantilado, así como a la secular acción humana de tipo agro-silvo-pastoril tradicional. No obstante, quedan algunos rodales de arbolado autóctono (principalmente formaciones dominadas por robles –*Quercus robur*–, castaños –*Castanea sativa*–, encinas –*Quercus ilex*–, y también bosques mixtos). Por otro lado, cabe mencionar la existencia de plantaciones de eucalipto (*Eucaliptus globulus*) en las inmediaciones, introducidos en Asturias con fines comerciales a finales del S. XIX.

En cuanto a la economía del área, además de cierta actividad agroganadera, el sector estudiado destaca por ser un área visitada masivamente por turistas y senderistas. Por último, desde el punto de vista del geopatrimonio, el conjunto de los Bufones de Pría constituye un Lugar de Interés Geológico (Flor-Blanco *et al*., 2023). Sin embargo, no se encuentra recogido en el Plan de los Recursos Naturales de Asturias (PORNA) como monumento natural, algo que, por el contrario, sí se da en el caso de otros conjuntos de bufones.

3. METODOLOGÍA

En primer lugar, se efectuó un recorrido sistemático del área de estudio para reconocer y cartografiar las formas del relieve. En la Figura 1 se señala la localización de los bufones

identificados. La cartografía fue realizada utilizando el Sistema de Información Geográfica QGIS 3.34, empleando como base las ortofotografías de Máxima Actualidad del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), el Modelo Digital del Terreno del PNOA y los datos obtenidos de la Base Topográfica Nacional (BTN) del Instituto Geográfico Nacional (IGN), así como el Mapa Topográfico Nacional con escala 1:25.000 (hoja de «Ribadesella», Nº 31-I). Posteriormente, se cartografió y cuantificó la superficie afectada por la erosión antrópica a partir de ortofotografías de las siguientes fechas: 1994 (Instituto Cartográfico de Cataluña), 2003 (SIGPAC), 2006, 2009, 2014, 2017 y 2020 (el resto han sido tomadas del PNOA). Asimismo, se establecieron 28 puntos de control en los que se midió la longitud y el espesor de suelo incidido, tal y como se muestra en la Figura 2.

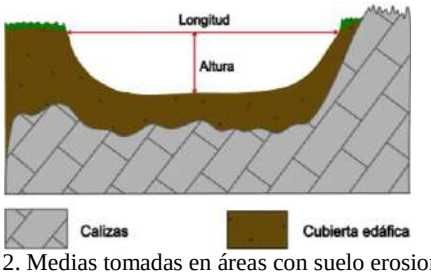


Figura 2. Medias tomadas en áreas con suelo erosionado.
Figure 2. Measures taken in areas with eroded soil.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Contexto geomorfológico

El área de estudio está integrada por formas exokársticas de escala media y pequeña. Además de 24 bufones cartografiados, se han identificado dolinas en artesa, en platillo y en pozo, uvalas de planta irregular y contornos poco definidos, y en las proximidades hay un cenote (Pozu las Grallas). En planta, los bufones presentan formas circulares (7 ejemplos), ovaladas (9) o lineales (8; Figura 1). Se trata de geoformas cuya morfología y desarrollo está controlada por la fracturación local (aparecen a favor de líneas de fractura, siguiendo en este caso morfologías lineales, o en el cruce de varias de ellas, adquiriendo en consecuencia mayor tamaño en planta y formas circulares u ovaladas), o bien a la estratificación. Mayoritariamente son activos, pero también hay varios semiactivos y otros fósiles (sus bocas quedaron colgadas por el retroceso del acantilado).

En cuanto a las microformas kársticas, cabe citar lapiaces de tipo libre y cubierto/semicubierto, junto a abundantes lapiaces estructurales. Entre los más comunes están los oquerosos (*hohlkarren*) y las cubetas de disolución (*kamenitzas*). La influencia del spray marino es determinante para generar lapiaces de morfologías abruptas y cortantes en los primeros metros hacia el interior del borde del acantilado (ej.: en alveolos y en nido de abeja). Cuando la influencia de dicho aerosol cesa, predominan lapiaces de morfologías más romas. En este sentido, abundan los *rundkarren*, que dejan entre medias torrecillas de formas redondeadas. La erosión antrópica que se está desarrollando en el área, ha supuesto en muchos sectores el afloramiento de la parte cubierta de las torrecillas, de perfiles romos y suaves, que se diferencia nítidamente de la parte que ha permanecido expuesta por encima de la cubierta edáfica, de formas más abruptas y cortantes. También abundan los lapiaces estructurales, debidos a líneas de debilidad, o a cambios en la composición mineralógica de las calizas (Santos y Marquínez, 2005; Adrados, 2011; Ruiz-Fernández *et al*., 2019; Flor-Blanco *et al*., 2023). Al oeste desemboca el río Guadamía, que ha generado un estuario estrecho y encajado entre escarpes calcáreos. La costa acantilada alcanza cotas de ~15 a 48 m s.n.m. (Punta de Guadamía). El pie del acantilado está orlado por un *notch*, muesca de marea o nicho basal muy marcado, en el que, además de la erosión mecánica del oleaje, se dan procesos de bioerosión.

4.2. Evolución temporal del proceso erosivo

Entre 1994 y 2020, la superficie afectada por la erosión superficial del suelo ha evolucionado de 4.109 m^2 en 1994, a 6.316 en 2003, 5.642 en 2006, 9.172 en 2009, 9.263 en 2014, 9.928 en 2017 y 7.405 m^2 en 2020 (Figura 3). La generalización reciente de las actividades de ocio y turismo, entre las cuales también cabe incluir el acceso al área para la pesca recreativa desde el acantilado, explicarían la evolución temporal de la erosión. Tal y como se aprecia en las imágenes, entre 2009 y 2017 la superficie erosionada aumenta notablemente debido a la existencia de un aparcamiento a partir de 2006, lo que incrementó el acceso rodado y conllevó una mayor movilización de sedimentos ante el aumento del área desprovista de vegetación. Con el posterior cese de la entrada de vehículos se ha recuperado parte de la superficie afectada, como muestran los datos del último año analizado.

Por su parte, en los 28 perfiles medidos, los espesores máximos de erosión del suelo varían entre 11 y 59 cm de profundidad máxima, con un promedio de 32 cm, mientras que las longitudes oscilan entre 71 y 1285 cm, con una media de 395 cm de largo (Tabla 1). Morfológicamente, los surcos abiertos tienen perfiles en V, en U, de fondo plano y bordes inclinados, o bien irregulares, al aflorar retazos de sustrato rocoso entre medias.

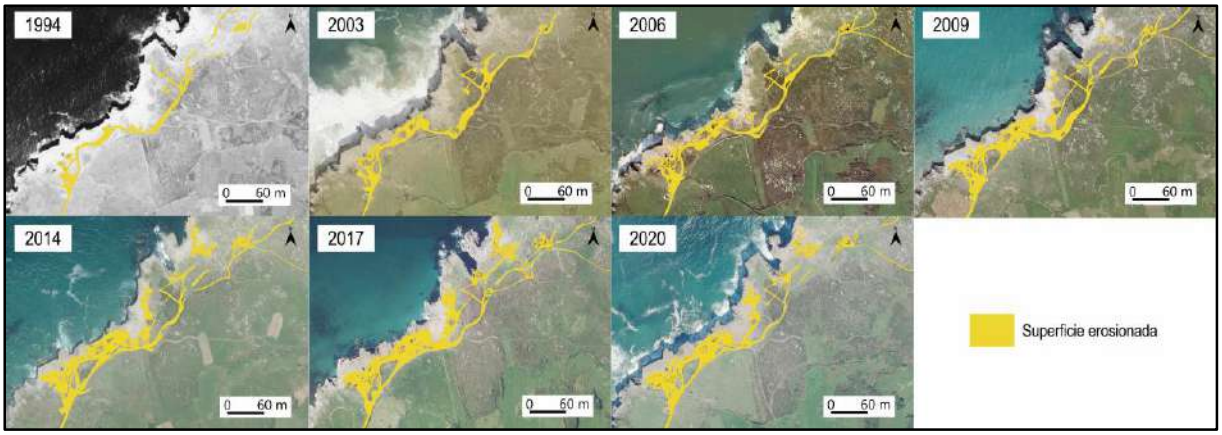


Figura 3. Superficie afectada por procesos de erosión en el entorno de los bufones de Pría entre 1994 y 2020.
Figure 3. Surface affected by erosion processes in the area surrounding the Pría blowholes between 1994 and 2020.

Tabla 1. Características de los perfiles realizados.
Table 1. Profile characteristics.

Nº	Coordenadas	Altitud (m)	Longitud afectada (cm)	Altura afectada (cm)
P1	43.460724°N 4.976226°W	32,48	267	41
P2	43.460657°N 4.976267°W	31,05	300	59
P3	43.460600°N 4.976298°W	29,89	85	20
P4	43.460573°N 4.976331°W	29,47	308	53
P5	43.460510°N 4.976516°W	28,53	249	28
P6	43.460320°N 4.976735°W	25,87	71	18
P7	43.460159°N 4.977109°W	22,53	229	20
P8	43.460082°N 4.977214°W	21,56	112	17
P9	43.460009°N 4.977304°W	20,57	338	29
P10	43.460087°N 4.977536°W	20,97	908	41
P11	43.460207°N 4.977372°W	22,61	327	54
P12	43.459734°N 4.977849°W	19,36	136	28
P13	43.459172°N 4.978388°W	17,5	463	23
P14	43.459066°N 4.978317°W	17,54	406	46
P15	43.459084°N 4.978543°W	17,52	333	50
P16	43.459063°N 4.978576°W	17,48	182	11
P17	43.459024°N 4.978629°W	17,42	257	27
P18	43.458996°N 4.978780°W	16,51	448	23
P19	43.458926°N 4.978885°W	16,18	296	35
P20	43.459121°N 4.978850°W	16,48	717	49
P21	43.459130°N 4.978702°W	16,99	776	40
P22	43.459246°N 4.978700°W	16,99	1285	35
P23	43.459256°N 4.978842°W	16,5	223	40
P24	43.459217°N 4.978923°W	16,48	897	29
P25	43.459008°N 4.979162°W	16,38	231	27
P26	43.458629°N 4.979622°W	16,14	259	20
P27	43.458531°N 4.979758°W	16,55	543	20
P28	43.458353°N 4.979807°W	16,71	418	15

La acción erosiva generada por el pisoteo antrópico (y previamente por la entrada de coches), que deja el suelo desnudo, sin el papel estabilizador que ejerce la cubierta vegetal, es más intensa en momentos de temporal y fuerte oleaje, debido a que en estos episodios (junto con los periodos vacacionales y periodos festivos) es precisamente cuando se incrementa la afluencia al lugar para observar el funcionamiento de los bufones y, debido a la mayor humedad del suelo por la caída de agua procedente del oleaje enérgico y de los propios bufones, se moviliza mayor carga sedimentaria. La erosión, por tanto, está magnificada por la expulsión de grandes chorros agua alrededor de los bufones, lo cual contribuye a la pérdida de suelo de esas áreas, afectadas a su vez por el factor humano.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación del proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro del Grupo de Investigación GEAFROST (Universidad de Oviedo), con referencia GR-2024-0012.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adrados, L. (2011). *Costa oriental de Asturias. Un paisaje singular. 11 excursiones geológicas por sus playas, acantilados, cuevas y bufones*. Adrados Ediciones, Oviedo, 243 pp.

Brocx, M., Semeniuk, V. (2007). Geoheritage and geoconservation-history, definition, scope and scale. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 90 (2), 53-87.

Flor-Blanco, G., Adrados, L., Llana Fúnez, S., Bruschi, V. M. (2023). Los campos de bufones de Pría y Arenillas (Asturias). ¿Patrimonio geológico mundial? *Geogaceta*, 74, 91-94.

Flor, G., Flor-Blanco, G. (2013). Geomorfología del litoral oriental de Asturias. En: Flor, G. y Flor-Blanco, G. (eds.), *VII Jornadas de Geomorfología Litoral*, Universidad de Oviedo, Oviedo, 2-27.

Julivert, M. (1983). La estructura de la Zona Cantábrica. En: *Libro jubilar a J.Mª. Ríos*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 339-381.

Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, 3-35.

Navarro, D., Leyva, F. (1986). *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000. Ribadesella (nº 31). IGME, Madrid, 109 pp. y mapa desplegable.

Panizza, M. (2009). The geomorphodiversity of the Dolomites (Italy): a key of geoheritage assessment. *Geoheritage*, 1 (1), 33-42.

Pijet-Migón, E., Migón, P. (2022). Geoheritage and Cultural Heritage – A Review of Recurrent and Interlinked Themes. *Geosciences*, 12, 98.

Romero López, D. (1984). Tipología de formas kársticas y relaciones morfoestructurales en la marina oriental asturiana. *Ería*, 7, 119-134.

Romero López, D., Sendín García, M.Á. (1986). El karst litoral del Oriente asturiano y su aprovechamiento humano. *Ería*, 10, 123-126.

Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., Fernández Fernández, A. (2019). La organización altitudinal de las formas kársticas del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Montañas Cantábricas) y su interrelación con el glaciarismo Cuaternario y la morfodinámica periglaciar. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 41, 153-200.

Santos, R., Marquínez, J. (2005). Las formas del lapiaz en el sector norte del Macizo del Cornión, Picos de Europa. *C. & G.*, 19, 35-47.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 407-410. ISBN: 978-84-10345-81-2

ESTUDIO DE LA EROSIÓN ANTRÓPICA EN EL ÁREA DE LOS BUFONES DE PRÍA (ORIENTE DE ASTURIAS) A PARTIR DE LAS RUTAS DE LA APLICACIÓN WIKILOC

Study of anthropogenic erosion in the Pría blowholes area (Eastern Asturias) based on the routes of the Wikiloc application

Emma Montes-Canga[1], Laura Núñez de Con[1], Augusto Pérez-Alberti[2], Jesús Ruiz-Fernández[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, uo293707@uniovi.es
2. Departamento de Edafoloxía e Química Agrícola, Universidade de Santiago de Compostela.

Abstract: The anthropogenic soil erosion generated by visitors in the Pría blowholes area (Eastern Asturias, NW Spain) is studied, based on the cartography resulting from superimposing 236 routes and 670 waypoints downloaded from the Wikiloc application, the location of the 24 existing blowholes, and the area occupied by soil erosion in 2020. The results show a high correlation between the distribution of erosion and the location of the blowholes, the itineraries of the visitors and the points of interest determined by them. The study demonstrates the usefulness of this social media for understanding visitor mobility patterns in the area and implementing protective measures.

Palabras clave: Bufones, Wikiloc, datos de redes sociales, geopatrimonio, erosión antrópica.
Keywords: Blowholes, Wikiloc, social media data, geoheritage, anthropogenic erosion.

1. INTRODUCCIÓN

El relieve, como elemento preponderante, o bien junto al resto de elementos que integran el medio natural, puede dar lugar a configuraciones espaciales singulares de alto valor ambiental y paisajístico, que son altamente demandadas por la sociedad actual como espacios de ocio y disfrute (Pijet-Migón y Migón, 2022). En efecto, el público general demanda paisajes con características físicas singulares y buena accesibilidad, requisitos que cumple el área de los Bufones de Pría, en la costa oriental asturiana, objeto de estudio de este trabajo. El interés que suscitan estas formas de relieve tan particulares de génesis mixta, kárstica y marina, genera una afluencia masiva de visitantes, sobre todo en momentos específicos de temporal cuando están en pleno funcionamiento emitiendo potentes chorros de agua o corrientes de aire y, en general, en los periodos vacacionales (principalmente en la época estival), festivos y fines de semana. Todo ello genera un impacto erosivo muy intenso, perfectamente visible sobre dicho ámbito.

En este contexto, las redes sociales que incorporan herramientas tecnológicas de georreferenciación aplicadas a la realización de rutas, es decir, aquellas aplicaciones que registran los recorridos efectuados por cada usuario, adquieren especial relevancia a la hora de realizar estudios de tipo ambiental y, especialmente, para analizar las consecuencias de las dinámicas humanas sobre estos espacios (Calicis *et al*., 2024a, 2024b).

A partir de datos extraídos de plataformas como Wikiloc, se pueden conocer cuáles son las rutas y lugares de paso más frecuentados por los visitantes de un área, los puntos de mayor interés, e incluso las fotografías asociadas.

Por ello, el objetivo de este trabajo es analizar y dar explicación al impacto erosivo generado por la afluencia de visitantes al ámbito de los Bufones de Pría (Oriente de Asturias) a partir de las rutas tomadas de la aplicación Wikiloc. Partiendo de este objetivo general, se han establecido los siguientes objetivos específicos: i) identificar los puntos de interés y las rutas más frecuentadas; ii) determinar la relación entre la superficie erosionada y la presión antrópica ejercida sobre este espacio; y iii) proponer medidas de ordenación y protección del mismo.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio de este trabajo se corresponde con el sector de los Bufones de Pría, situado en las proximidades del pueblo de Llames de Pría (concejo de Llanes, Oriente de Asturias; Figuras 1 y 2).

Desde el punto de vista geológico, este ámbito se enmarca en la Región de Mantos, perteneciente a la Zona Cantábrica (Julivert, 1983). El roquedo está compuesto mayoritariamente por calizas de la Formación Valdeteja (Carbonífero superior; Navarro y Leiva, 1986). La geomorfología de

este espacio está controlada por la naturaleza de dicho roquedo y su disposición estructural, lo que deriva en la formación de un profuso relieve kárstico. En efecto, la topografía de este ámbito, llana en general, presenta irregularidades en detalle como consecuencia de la karstificación, puesto que se corresponde con un sector de la rasa calcárea, escalón inferior que articula la marina oriental asturiana. Las altitudes, que se encuentran entre los 10-65 m s.n.m., contrastan con las sierras planas cuarcíticas que se desarrollan a mayor cota en las proximidades; éstas constituyen antiguos niveles de abrasión marina (Mary, 1983).

La costa oriental de Asturias se caracteriza por tener un clima templado, térmicamente poco contrastado y con cuantiosas precipitaciones (Cfb_2 según de la clasificación climática de Köppen). Como consecuencia, predomina la vegetación de porte herbáceo, debido por una parte a los efectos de los vientos costeros, así como a las actividades tradicionales de carácter agro-silvo-pastoril practicadas sobre este espacio. No obstante, quedan algunos bosques frescos planocaducifolios, junto al encinar cantábrico (*Quercus ilex*), y son abundantes las plantaciones de especies alóctonas como el eucalipto (*Eucaliptus globulus*).

Aún se mantiene cierta actividad agroganadera, aunque este sector destaca en mayor medida por la afluencia masiva de visitantes, que se acercan para ver los bufones en funcionamiento, los acantilados verticalizados y, en general, el paisaje del veril costero. El área de los Bufones de Pría ha sido designada como un Lugar de Interés Geológico (Flor-Blanco *et al*., 2023).

3. METODOLOGÍA

Para realizar la cartografía que acompaña a este trabajo se empleó el Sistema de Información Geográfica QGIS 3.34, utilizando como base el Modelo Digital del Terreno del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) y los datos obtenidos de la Base Topográfica Nacional (BTN) del Instituto Geográfico Nacional (IGN), así como el Mapa Topográfico Nacional con escala 1:25.000 (hoja de «Ribadesella», Nº 31-I). A ello se sumó la información correspondiente a la superficie afectada por erosión a nivel del suelo en el año 2020, digitalizada a partir de una ortofotografía del PNOA correspondiente al mencionado año. Sobre la base creada se incluyeron también los bufones identificados, atendiendo a su tipología en planta. Finalmente, se descargaron de la plataforma Wikiloc un total del 236 rutas y 670 puntos de interés (*waypoints*). Estos últimos se corresponden con áreas de especial interés marcadas por los usuarios dentro de una ruta que pueden (o no) estar acompañados de fotografías.

Con todo ello se generaron dos mapas, siguiendo parcialmente la metodología propuesta por Calicis *et al.* (2024a, 2024b). En el primero de ellos se cuantificó el número de puntos de interés existentes en el área de estudio a partir de la creación de una malla hexagonal (cada hexágono mide 25 m^2), relacionándolos con la distribución de los bufones y la superficie erosionada. Por su parte, el segundo mapa constituye una representación simplificada de las rutas extraídas de Wikiloc, jerarquizando los recorridos en tres categorías: i) itinerario principal, ii) itinerarios secundarios, y ii) áreas de circulación difusa. Al igual que en el mapa previo, las rutas fueron relacionadas con la localización de los bufones y con la superficie afectada por erosión del suelo.

4. RESULTADOS

4.1 Puntos de interés *versus* erosión

Los puntos de interés se concentran principalmente en torno a la localización de los bufones, que están agrupados en cuatro enclaves principales. El conjunto más destacado se encuentra al SO, en el área más próxima a la pista que llega desde Llames de Pría, y está conformado por 8 bufones (Figura 1). En el otro extremo, al NE, se encuentra otro grupo relevante que incluye 6 bufones. Entre ambos nodos aparecen otros focos de interés secundario con los 10 bufones restantes, que presentan mayor dispersión espacial. No obstante, como se aprecia en la Figura 1, algunos puntos de interés también están relacionados con el borde de los acantilados, así como con entrantes del mar en ellos, que en cualquier caso generan enclaves de gran singularidad desde el punto de vista visual.

Superpuesta a la localización de bufones y puntos de interés, se ha incluido una capa en la que se representa el estado en el año 2020 de la erosión del suelo derivada de la circulación concentrada de personas. En este sentido, se observa una estrecha relación entre la concentración de los *waypoints*, los bufones y la superficie erosionada (Figura 1).

Sobre el primer conjunto de bufones, situados al SO (área de mayor accesibilidad desde Llames de Pría), la pérdida de suelo es mayor, al igual que ocurre inmediatamente hacia el este, en el sector donde se encontraba el aparcamiento cuando se permitía el acceso rodado con vehículos privados (ver trabajo previo en este mismo libro). Alrededor de los otros focos de *waypoints* también hay sectores con acusada erosión, especialmente en torno a grandes bufones que emiten potentes chorros de agua en los temporales.

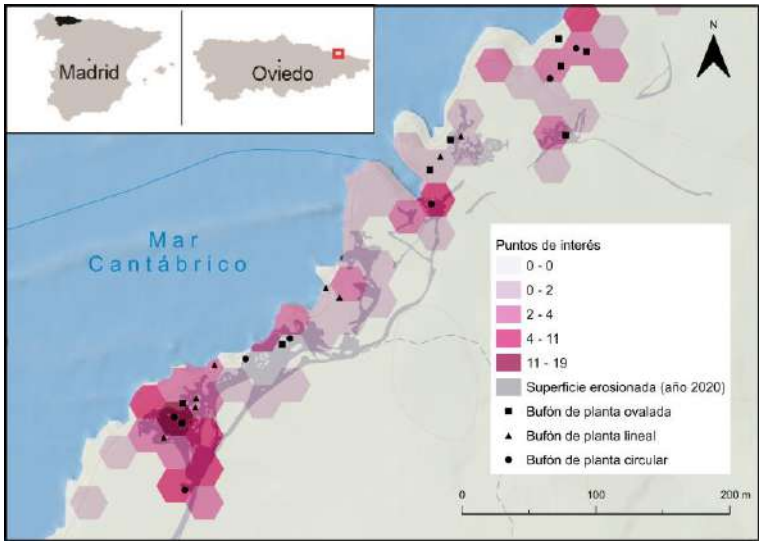


Figura 1. Distribución de los puntos de interés del área de estudio, y su relación con la superficie erosionada en el año 2020.
Figure 1. Distribution of points of interest within the study area, and their relationship to the eroded surface in 2020.

4.2 Itinerarios de los visitantes *versus* erosión

En la Figura 2 se pueden diferenciar los recorridos preferentes de los usuarios en dos categorías diferenciadas en cuanto al volumen de rutas existentes (itinerario principal y secundarios), además de varios sectores de circulación dispersa. El recorrido principal coincide en su tramo inicial con la pista procedente de Llames de Pría desde el SO, atravesando el área correspondiente con los 11 primeros bufones. Después queda interrumpido al dividirse en varios ramales, para continuar posteriormente hacia el NE, enlazando con nuevos conjuntos de bufones. Ambas áreas se corresponden con el grueso de la erosión cartografiada en 2020, especialmente visible en la porción SO del mapa (el enclave más próximo a Llames de Pría).

Entre ambos tramos, y de manera adyacente a la ruta principal, se abren varios ramales menos concurridos, aunque de clara direccionalidad, pues la superficie con suelo erosionado es coincidente con el recorrido de los mismos. Dichos itinerarios enlazan un número muy reducido de bufones, siguiendo en algunos casos el trazado de la costa acantilada. El ramal secundario más meridional se corresponde con un recorrido más lineal, relacionado en muchos casos con el regreso de los visitantes al principal punto de partida (pista de acceso desde Llames de Pría, situada al SO).

Finalmente, en las áreas más cercanas al borde acantilado, junto a las situadas entre los itinerarios descritos, no se da una circulación con una orientación o recorrido fijo. Sin embargo, estos sectores también tienen focos de erosión de la cubierta edáfica importantes. Por ejemplo, los localizados al SO y NE, ambos con presencia de bufones (Figura 2).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La información facilitada por la aplicación Wikiloc ha demostrado ser de gran utilidad a la hora de relacionar la erosión del suelo y la afluencia de visitantes al área de los Bufones de Pría. A través de esta plataforma se han podido establecer las rutas usadas por los visitantes en dicho sector, así como el interés que suscitan diversos puntos del recorrido.

Tras el análisis efectuado se constata una correlación evidente entre las áreas en las que se concentra la pérdida de suelo, y los itinerarios y *waypoints* marcados por los visitantes; que se corresponden mayoritariamente con los enclaves donde se localizan los principales conjuntos de bufones, y aquellos que a nivel individual emiten los mayores chorros de agua durante los episodios en los que entran en funcionamiento.

El tránsito reiterado y concentrado de personas (y vehículos, hasta su reciente prohibición) sobre un área espacialmente reducida, ha disparado la erosión del suelo a lo largo de las últimas décadas.

La mayor afluencia de visitantes en la estación estival y los periodos festivos, debido a la fuerte atracción turística que experimenta la comarca oriental asturiana, en la que los bufones se erigen como un factor más de atracción, no resta importancia a la erosión que se genera durante los temporales, momentos clave de pérdida de suelo por la mayor movilización de sedimentos, en los que sigue habiendo gran afluencia de visitas.

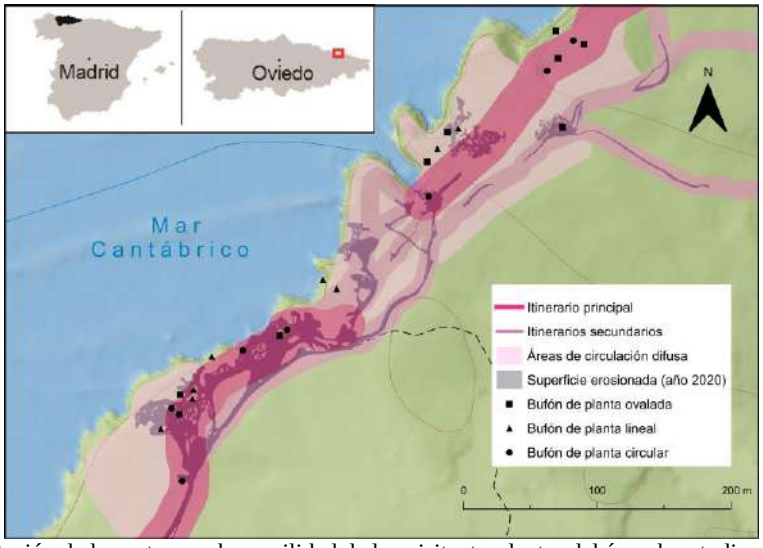


Figura 2. Representación de los patrones de movilidad de los visitantes dentro del área de estudio, y su relación con la superficie erosionada del año 2020.

Figure 2. Representation of visitor mobility patterns within the study area, and their relationship with the eroded surface area in 2020.

Por ello, resulta acuciante plantear medidas de protección para frenar la pérdida de suelo y, en definitiva, la degradación del área. Si bien la simple prohibición de la entrada de vehículos puesta en marcha en los últimos años ya supuso una reducción de la superficie total afectada por la pérdida de suelo desde 2017, tal y como ha quedado evidenciado en el análisis diacrónico efectuado en el estudio previo de este mismo libro, consideramos que es necesario poner en marcha medidas más ambiciosas para revertir realmente el problema existente. Una medida que contribuiría a ello, sería diseñar un itinerario específico con pasarelas de madera elevadas y vallas, que cumpliría la función de orientar y canalizar los flujos de visitantes por sectores concretos del área de los bufones. De esta manera, se sacrificaría una parte del espacio para preservar el resto, frenar la erosión y fomentar la recolonización vegetal. La información obtenida a partir del estudio de las rutas de la aplicación Wikiloc permite comprender con precisión los patrones de movilidad de los visitantes dentro del área de los Bufones de Pría, así como conocer los puntos de generan mayor interés. Teniendo en cuenta estos datos, es posible diseñar una ruta coherente que permita compatibilizar las visitas a un área de máximo interés paisajístico, con un uso razonable y sostenible de la misma, compatible con su preservación a largo plazo.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-024-0012).

REFERENCIAS

Calicis, E., Costa, J., Pérez-Alberti, A. y Gomes, A. (2024a). Exploring Visitor Patterns in Island Natural Parks: The Relationship Between Photo Locations, Trails, and Land Use. *Land*, 13 (12), 2003. https://doi.org/10.3390/land13122003

Calicis, E., Gomes, A.A., Costa, J., y Pérez-Alberti, A. (2024b). Análise espacial da visitação ao Parque Nacional das Ilhas Atlânticas da Galiza através das fotos georreferenciadas do Wikiloc e Flickr. En: *Desafios societais: a perspectiva da geografia, XVIII Colóquio Ibérico de Geografia (CIG 2024)*, 1-6.

Flor-Blanco, G., Adrados, L., Llana Fúnez, S., Bruschi, V.M. (2023). Los campos de bufones de Pría y Arenillas (Asturias). ¿Patrimonio geológico mundial? *Geogaceta*, 74, 91-94.

González Amuchástegui, M.J., Serrano Cañadas, E., y González García, M. (2014). Lugares de interés geomorfológico, geopatrimonio y gestión de espacios naturales protegidos: el Parque Natural de Valderejo (Álava, España). *Revista de Geografía Norte Grande*, (59), 45-64.

Julivert, M. (1983). La estructura de la Zona Cantábrica. En: *Libro jubilar a J.Mª. Ríos*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 339-381.

Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, 3-35.

Navarro, D., Leyva, F. (1986). *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000. Ribadesella (nº 31). IGME, Madrid, 109 pp. y mapa desplegable.

Pijet-Migón, E., Migón, P. (2022). Geoheritage and Cultural Heritage – A Review of Recurrent and Interlinked Themes. *Geosciences*, 12, 98

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 411-414. ISBN: 978-84-10345-81-2

LAS FORMAS DEL RELIEVE EN EL ÁREA DEL PRECORNIÓN (PARQUE NACIONAL DE LOS PICOS DE EUROPA)

Landforms in the Precornión area (Picos de Europa National Park)

Mirella Ochoa-Álvarez[1], Benjamín González-Díaz[1], Cristina García-Hernández[1], Fernando Fresnedo-Guillem[1] y Jesús Ruiz-Fernández[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, C/ Amparo Pedregal s/n, 33011 Oviedo, Asturias, ochoamirella@uniovi.es

Abstract: This study presents a geomorphological analysis of the Beza Ridge, located in the Precornión sector of the Picos de Europa National Park. Through fieldwork, photointerpretation and GIS-based mapping, six major categories of landforms and processes were identified: structural, karstic, fluvial, glacial, periglacial, and slope-related. The area's rugged relief, complex lithology, and climatic variability have shaped a diverse landscape of active and relict landforms. The resulting geomorphological map serves as a key tool for landscape heritage recognition, territorial planning, and natural hazard management, enabling the identification of zones prone to avalanches, landslides, and torrential erosion.

Palabras clave: relieve, mapa geomorfológico, área del Precornión, Picos de Europa.
Keywords: *relief, geomorphological map, Precornión area, Picos de Europa*.

1. INTRODUCCIÓN

La investigación de las formas de relieve es una necesidad primordial para comprender adecuadamente las características y el funcionamiento de los ecosistemas, máxime cuando lo que se aborda es el estudio de espacios naturales protegidos. A partir del inventario detallado de las formas del relieve de un área se pueden generar diversos mapas temáticos, como los geomorfológicos en primer lugar, pero también otros mapas derivados (de suelos, de riesgos naturales, de unidades paisajísticas, etc.), con implicaciones directas en la gestión y la ordenación territorial (Gordon *et al*., 2018).

En este sentido, la presente contribución está focalizada en el estudio de las formas del relieve de un sector incluido parcialmente dentro del Parque Nacional de los Picos de Europa, la Sierra de Beza que, por constituir un espacio de borde, es decir, situado fuera de los tres macizos principales que integran este conjunto altimontano, no ha sido estudiado previamente de forma específica, salvo su inclusión en aportaciones de enfoque generalista y divulgativo, y en el marco de ámbitos territoriales mucho más amplios (Adraros González *et al*., 2010). A partir de este objetivo general, se han establecido los objetivos específicos de: i) estudiar los procesos geomorfológicos y las formas de relieve presentes en la Sierra de Beza, tanto activas como relictas; así como, ii) aportar un mapa geomorfológico del área, del que, por cuestiones de espacio, en este trabajo solamente se han seleccionado algunos de los sectores más representativos.

2. ÁREA DE ESTUDIO

La Sierra de Beza, situada en el sector del Precornión entre Asturias y Castilla y León, constituye realmente un anexo del Macizo Occidental de los Picos de Europa. Con una superficie de 46,5 km², esta sierra se encuentra delimitada por los ríos Sella al oeste y Dobra al este. Aproximadamente la mitad de su territorio se encuentra dentro del Parque Nacional de los Picos de Europa. Su relieve se caracteriza por su marcada rugosidad y por los grandes desniveles, resultado de su elevada altitud, complejidad estructural y el profundo encajamiento de la red fluvial circundante, que genera gargantas estrechas y un paisaje fragoso. Los puntos más altos son el Canto Cabronero (2000 m) y la Peña Beza (1963 m) (Figura 1).

Desde el punto de vista geológico, Beza se ubica en la Zona Cantábrica, en el contacto entre el Dominio de Picos de Europa y la Región de Mantos, y muy próxima por el Sur a la Región del Pisuerga-Carrión (Julivert, 1983). La litología es de naturaleza tanto silícea (lutitas, cuarcitas, areniscas, y conglomerados) como carbonatada (calizas y dolomías), y de edades comprendidas entre el Cámbrico y el Pérmico. Sin embargo, los materiales predominantes son

las calizas de Montaña y las calizas de Picos de Europa (Carbonífero superior). La caliza *Griotte* (Carbonífero inferior), mucho menos extensa, es clave desde el punto de vista tectónico, actuando como nivel de despegue en los cabalgamientos que conforman la sierra. Dichas escamas cabalgantes, muy apretadas, siguen un rumbo general NNW-SSE, y a su vez están cortadas por fallas en desgarre de orientación NW-SE (Marquínez, 1989).

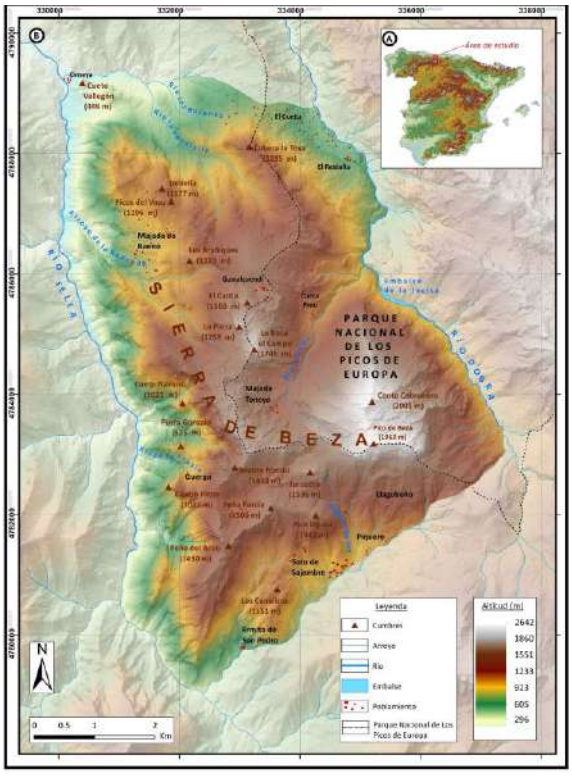


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.
Figure 1. Location map of the study area.

Según la clasificación de Köppen, los sectores más elevados de Beza presentan un clima Dfsc, con precipitaciones superiores a 2000 mm y temperaturas bajo cero en invierno, mientras que, en las partes intermedias, es de tipo Cfsc; es decir, más templado pero igualmente húmedo.
La vegetación se caracteriza por la presencia de hayedos (*Fagus sylvatica)* en las umbrías, y también por bosques de robles (*Quercus petraea*), fresnos (*Fraxinus excelsior*) y arces (*Acer pseudoplatanus*). En las laderas calcáreas orientadas al sur domina la encina (*Quercus ilex*). El retroceso de las prácticas agrosilvopastoriles tradicionales ha provocado una regresión de los pastizales de montaña, que antaño eran mantenidos por el pastoreo extensivo. En su lugar, en las últimas décadas se observa un avance progresivo del matorral, especialmente en los sectores intermedios y bajos de la sierra.

3. METODOLOGÍA

La cartografía geomorfológica se ha confeccionado a partir de trabajo de campo, articulado en la realización de recorridos sistemáticos en los que se efectuaron las minutas cartográficas sobre las ortofotografías del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea de máxima actualidad (PNOA). En ellas se representaron los depósitos cuaternarios y las formas de mayor detalle. Posteriormente, las minutas se completaron mediante fotointerpretación en lo referente a las formas mayores del relieve (ej. circos glaciares, escarpes rocosos, principales fallas y fracturas). La información obtenida se ha trasladado a un SIG (QGIS), y se ha organizado en capas vectoriales (*shapes*), para representar gráficamente los procesos y geoformas presentes, así como la litoestratigrafía del área. Las capas de información digitalizadas se exportaron a *Adobe Illustrator 2023* para realizar la maquetación final del mapa geomorfológico, en el que se aplicó el sistema cartográfico RCP77 del *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNRS) de Francia (Joly, 1997) con adaptaciones propias.

4. RESULTADOS

El análisis geomorfológico ha permitido identificar seis grandes categorías de procesos y formas de relieve en la Sierra de Beza: formas estructurales, formas kársticas, formas y procesos fluviales y torrenciales, formas glaciares, formas y procesos periglaciares y nivales, y otras formas y procesos.

Formas kársticas

Las formas kársticas son predominantes en la Sierra de Beza, especialmente las dolinas, que se concentran en los sectores del Toneyo y de Baeno (Figura 2), concretamente entre la Boca el Campo (1745 m) y Monte Forcao (1463 m) (Figura 2), así como en las inmediaciones del Pico Joniella (1177 m), la Porra (1759 m) y el Cantu (1569 m). Existe un fuerte control tectónico que explica la distribución espacial de las dolinas, así como su mayor o menor densidad por unidad de superficie. Junto a ellas, cabe citar la gran abundancia de lapiaces, tanto los cubiertos y semicubiertos, como los estructurales. Sobre los afloramientos calcáreos inclinados y verticalizados, y especialmente en los sectores más elevados de la sierra (por ejemplo, los alrededores del Canto Cabronero, la Boca el Campo y la Peña Beza) proliferan los lapiaces libres debido a la influencia nival, fundamentalmente los de tipo *rillenkarren*.

En cuanto al endokarst, en la Sierra de Beza cabe citar especialmente el Monumento Natural de la Red del Toneyu, que cuenta con 18.970 m de cavidades cartografiadas y 614 m de profundidad (ver Decreto 19/2003, de 13 de marzo, del Boletín Oficial del Principado de Asturias).

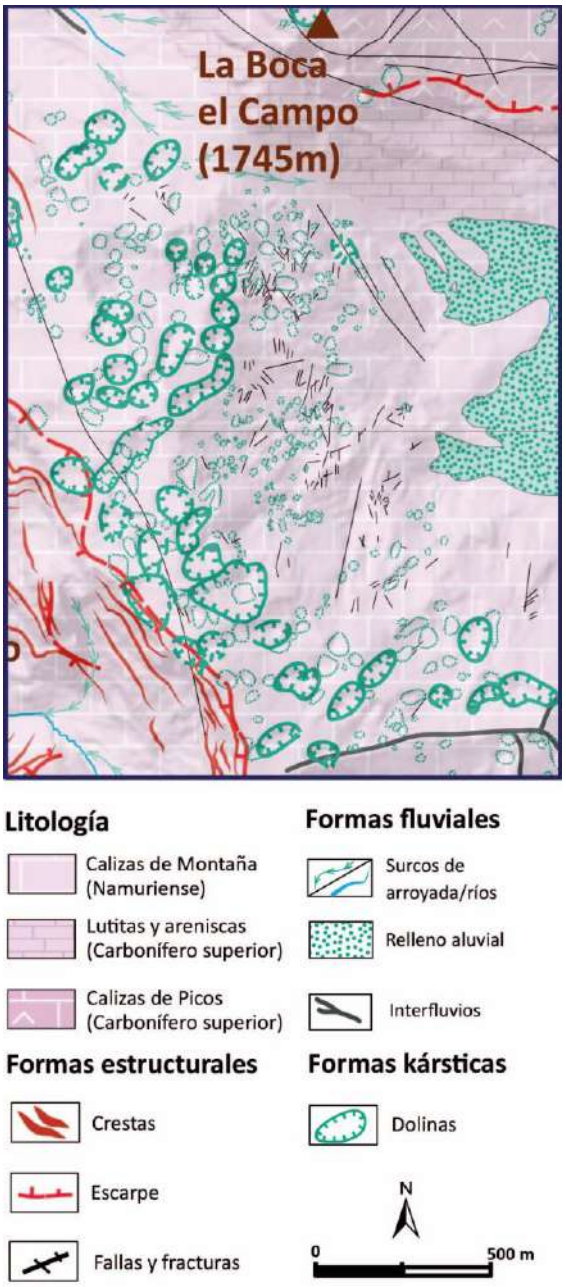


Figura 2. Detalle del mapa Geomorfológico en el sector de la Boca el Campo y Toneyu.
Figure 2. Detail of the Geomorphological map in the Boca el Campo and Toneyu sector.

Formas glaciares

La herencia glaciar es especialmente notable en la parte centro y suroriental de la sierra, donde se han reconstruido dos glaciares. Uno de ellos originó un campo de hielo entre el Canto Cabronero y la Peña de Beza (en el área del Collado Llano – Peñas de Cebolleda), donde el flujo se dividió en dos direcciones principales, con lenguas que descendían hacia el noroeste hasta alcanzar la majada de Sabugo pasando por la Vega de Toneyu en el primer caso, y hacia el río Dobra en el segundo. En ambos casos, dejaron tras de sí morrenas laterales y frontales El segundo glaciar se generó en la vertiente meridional de la Peña Beza, dejando como evidencia varios cordones laterales y hasta 15 arcos morrénicos principales (Figura 3).

Formas y procesos periglaciares y nivales

Los taludes y conos situados al pie del Canto Cabronero muestran una intensa actividad geomorfológica, evidenciada por la ausencia de vegetación, la presencia de flujos de derrubios recientes, desprendimientos rocosos y morfologías solifluidales. Según Serrano *et al*. (2016), por encima de los 2000 m los canchales son plenamente activos en los Picos de Europa. Las vertientes piramidales del Canto Cabronero favorecen la caída recurrente de avalanchas de nieve en invierno y primavera, lo que ha provocado una importante deforestación en los hayedos circundantes, que cuentan con brechas abiertas en ellos por las que se canalizan las avalanchas. Por otro lado, son frecuentes los sectores en los que se observa la incidencia de antiguas avalanchas de gran magnitud que destruyeron partes del bosque que actualmente se encuentran en proceso de regeneración. Estos sectores están integrados por ejemplares de porte arbustivo y/o arborescente que contrastan con las partes de bosque maduro no afectado por los aludes. Además, desde la vertiente opuesta que desciende del Macizo Occidental de los Picos de Europa entre la Garita Bajera (2097 m) y Los Llastrares (1882 m), se producen aludes capaces de remontar parcialmente la ladera del Canto Cabronero, como lo demuestran las hayas tumbadas ladera arriba por el impacto de dichos aludes. Estos procesos evidencian una dinámica nival y periglaciar activa, con importantes implicaciones ecológicas y de riesgo natural.

Formas y procesos fluviales y torrenciales

Cabe destacar fundamentalmente las incisiones en forma de surcos de arroyada, frecuentes fundamentalmente en los bordes de la alineación montañosa en relación a grandes pendientes que han favorecido su encajamiento, buscando el nivel de base de los ríos que orlan la sierra. Junto a ello, cabe citar el relleno torrencial que tapiza la depresión de Toneyu, generado con toda probabilidad a partir de los aportes proglaciares procedentes de la fusión del frente del glaciar que existió aguas arriba, en el sector de la Cuenye Bermeya y el Monte Cala Pozo.

Otras formas y procesos

Este apartado engloba las formas y procesos vinculados con dinámica de vertientes, como son los deslizamientos, las avalanchas rocosas y las gonfolitas (brechas calcáreas cementadas por carbonato cálcico características de los Picos de Europa).

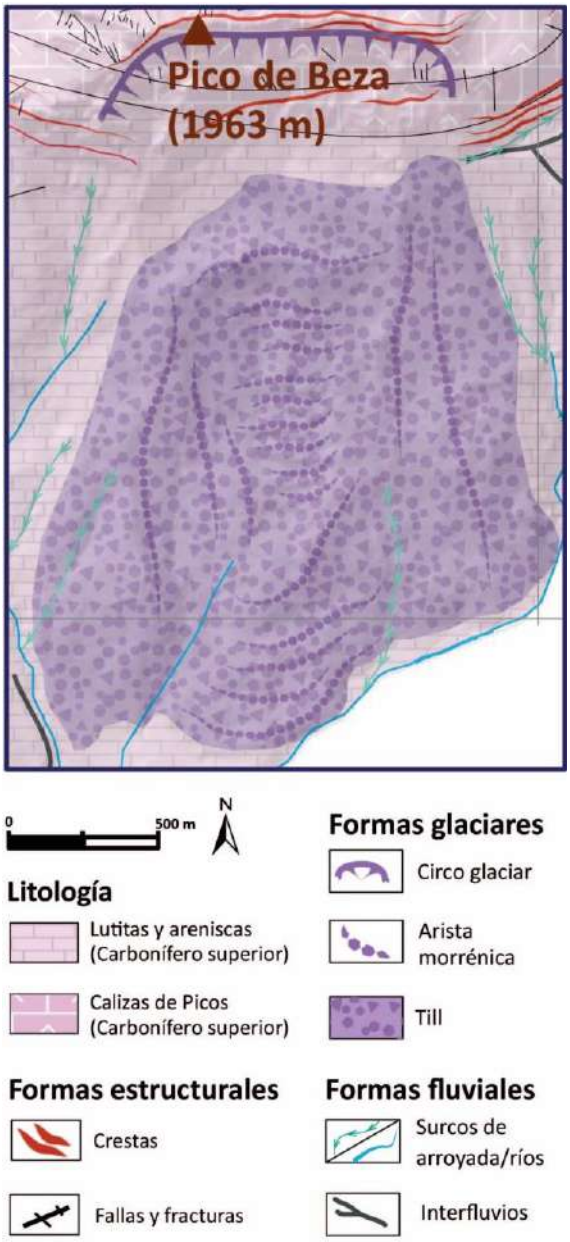


Figura 3. Detalle del mapa geomorfológico en el área de Pico de Beza.

Figure 3. Detail of the Geomorphological map in Pico de Beza area.

Los deslizamientos están relacionados con depósitos de *till* y el afloramiento de litologías detríticas (conglomerados y areniscas del Pérmico y del Triásico). Por su parte, las avalanchas rocosas se distribuyen a los pies de algunas crestas rocosas, así como en relación con la vertiente del circo glaciar del Canto Cabronero. Finalmente, las gonfolitas se distribuyen esencialmente en los sectores distales del flanco occidental de la sierra.

5. CONSIDERACIONES FINALES

La cartografía geomorfológica elaborada para la Sierra de Beza se presenta como una herramienta importante, que permite orientar la planificación territorial de este ámbito, incluido parcialmente dentro del Parque Nacional de los Picos de Europa. Además, facilita la gestión de riesgos naturales al delimitar áreas susceptibles a fenómenos como aludes (muy frecuentes en el área, como ha quedado patente), deslizamientos o erosión torrencial. En conjunto, esta herramienta cartográfica contribuye a la conservación del paisaje, la planificación ambiental y la toma de decisiones en entornos de alta sensibilidad ecológica y geodinámica (Gordon *et al*., 2018; Masruroh *et al*., 2024).

AGRADECIMIENTOS

M. Ochoa agradece a la Fundación Alvargonzález y al Dpto. de Geografía de la Univ. de Oviedo la concesión de la XXXI Ayuda a la Investigación "Ramón de la Sagra". A su vez, agradece al programa FPU la concesión del contrato con referencia FPU23/03714. Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca en las actividades del Grupo de Investigación GEAFROST (Univ. de Oviedo; ref. GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adrados, L, Alonso, A., Bahamonde, J., Farias, P., Fernández, L., Guitiérrez Claverol, M., Heredia, N., Jiménez Sánchez, M, Meléndez, M., Merino Tomé O., Villa, E. (2010). *Guía geológica del Parque Nacional de los Picos de Europa*. Instituto Geológico y Minero de España. OAPN, Oviedo.

Gordon, J.E., Crofts, R., Díaz-Martínez, E., Woo, K.S. (2018). Enhancing the Role of Geoconservation in Protected Area Management and Nature Conservation. *Geoheritage*, 10 (2), 191-203.

Joly, F. (1997). Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie. Armand Colin, París.

Julivert, M. (1983). La estructura de la Zona Cantábrica. En: Comba, J.A. (Ed.). *Geología de España. Libro jubilar a J.Mª. Ríos*. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 339-381.

Marquinez, J. (1989). Mapa Geológico de la Región del Cuera y los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 18, 137-144.

Masruroh, H., Sumarmi, Bachri, S., Sahrina, A., & Rohman, F. (2024). Morphological characterization and detailed geomorphological mapping based on GIS and remote sensing applications for environment sustainability: a case study on the northern slope of Welirang Young Volcano, Maspo Sub-watershed. *Modeling Earth Systems and Environment*, 10 (3), 4255–4277.

Serrano-Cañadas, E., Gómez-Lende, M., Pisabarro, A. (2016). Nieve y riesgo de aludes en la Montaña Cantábrica: el alud de Cardaño de Arriba, Alto Carrión (Palencia). *Polígonos. Revista de Geografía*, 28, 239-264.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 415-418. ISBN: 978-84-10345-81-2

MONITORIZACIÓN DE LOS EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LAS MESOFORMAS PERIGLACIARES DEL LLANO DE MAJA: APLICACIÓN A LA GESTIÓN DEL PATRIMONIO GEOLÓGICO (P.N. DEL TEIDE, TENERIFE)

Monitoring the effects of Climate Change on the periglacial mesoforms of Llano de Maja: application to Geoheritage management (Teide National Park, Tenerife, Canary Islands)

M. Carmen Romero Ruiz[1], Esther Martín González[2], Andrés Díez-Herrero[3*], Pablo Lucas Mayer Suárez[4], Marta González Roquero[2], Juana Vegas[3]

1. Universidad de La Laguna. Campus de Guajara, s/n., La Laguna, 38200 Tenerife (Islas Canarias).
2. Museo de Ciencias Naturales de Tenerife, Fuente Morales, 1, 38003 Santa Cruz de Tenerife. Tenerife (Islas Canarias).
3. Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), Sede Central, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid (Comunidad de Madrid); andres.diez@igme.es
4. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, C/ Pérez del Toro 1. 35001 Las Palmas de Gran Canaria (Islas Canarias).

Abstract: The results of the monitoring of the geosite IC4046 'Periglacial forms of Llano de Maja' (Teide National Park in Tenerife, Canary Islands) are presented, which has a high scientific value as one of the few examples of periglacial landforms in this archipelago. No effective freezing cycles have been recorded at ground level. Temperature below 0ºC has not been recorded when precipitation has occurred. This fact, coupled with the prolonged drought over the past decade, indicates that these morphologies are in a relict state and highly vulnerable to climate change. The recommended management measures for geoconservation are prohibiting visits to this geosite, detailed mapping and annual monitoring.

Palabras clave: periglaciar, cambio climático, patrimonio geológico, Teide, Tenerife.
Keywords: periglacial, climate change, geoheritage, Teide, Tenerife.

1. INTRODUCCIÓN

Desde hace unas décadas, diferentes equipos de científicos están caracterizando, monitorizando y modelizando los efectos del cambio climático actual sobre el patrimonio natural. Sin embargo, la mayor parte de los estudios centran su atención únicamente sobre los efectos en la flora y fauna, o sobre la parte biótica de los ecosistemas, descuidando la importancia de la repercusión del cambio climático y global (incluyendo los cambios en los usos y ocupación del territorio) en el patrimonio natural abiótico en general, y el patrimonio geológico en particular.

Proyectos de investigación como IVRIPARC tratan de subsanar este hecho, evaluando los impactos, la vulnerabilidad y la capacidad de resiliencia ante el cambio global del patrimonio geológico y la geodiversidad que son representativos de los sistemas naturales que identifican los parques nacionales de Canarias (Caldera de Taburiente, Timanfaya, Garajonay y Teide) y sus repercusiones para el uso público (Vegas *et al*., 2022).

El Parque Nacional del Teide ha sido declarado Patrimonio Mundial en reconocimiento a su extraordinaria diversidad geológica. Esta riqueza se refleja en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG) (http://info.igme.es/ielig/), donde se recogen once Lugares de Interés Geológico (LIG) dentro del parque, con una relevancia tanto nacional como internacional. Los efectos del cambio climático están produciendo modificaciones importantes en esos LIG y en otros de interés para el Parque Nacional, siendo los más vulnerables: las formas y procesos periglaciares del Llano de Maja, el campo pumítico de las Minas de San José, y los manantiales colgados de la Pared de las Cañadas, como el de El Riachuelo (Vegas *et al*., 2024).

El objetivo de este trabajo es documentar, de forma sintética pero precisa, las labores de monitorización llevadas a cabo sobre las mesoformas periglaciares del Llano de Maja

(Las Cañadas del Teide), así como los primeros resultados obtenidos y su aplicación en las estrategias de geoconservación y gestión patrimonial de este lugar de interés geológico.

2. LAS FORMAS Y PROCESOS PERIGLACIARES DEL LLANO DE MAJA (LAS CAÑADAS DEL TEIDE)

Los procesos periglaciares en las cumbres de Tenerife han sido reconocidos desde los años setenta (Höllermann, 1978; Morales *et al*., 1978).

El Llano de Maja, ubicado a 2.284 m de altitud, es una de las áreas del Parque Nacional donde se produce la acumulación de aire frío a baja altura durante la noche, lo que genera los denominados "lagos fríos" en los que se detectan fuertes heladas del suelo (López *et al*., 2021; Alday *et al*., 2025). Se trata de una depresión endorreica rellena de sedimentos finos (arcillas, limos, arenas y gravas) y cantos superficiales (Martín Moreno, 2006).

En el fondo plano de esta cuenca colmatada por sedimentos procedentes de los conos volcánicos circundantes (Montañas del Cerrillal, de las Piedritas, Abreu, Enmedio, Colorada y Chiqueros) se desarrollan suelos poligonales de origen periglaciar (Figura 1). Presentan morfologías superficiales predominantemente hexagonales, con dimensiones que oscilan entre los 20 y 50 cm de tamaño y bordes delimitados por fragmentos de pómez de mayor tamaño. Estas estructuras se forman como consecuencia del movimiento convectivo de las partículas en el perfil del suelo en zonas periglaciares dominadas por procesos de hielo-deshielo.

También se han identificado gelifractos, suelos estriados de dimensiones decimétricas a decamétricas (Figura 2), escalonamiento periglaciar y círculos de piedras, que han sido descritos por Martínez de Pisón y Quirantes (1981).

Los factores determinantes para el desencadenamiento de los procesos periglaciares son la temperatura del suelo por debajo de 0º C y la disponibilidad de agua en el suelo. La evaporación real (>2.000 mm/año) y las escasas precipitaciones producen aridez edáfica durante la mayor parte del año.

Así, solo después de lluvias intensas o tras la fusión de la nieve invernal, suelos y rocas llegan a estar lo suficientemente húmedos como para congelarse.



Figura 1. Aspecto general de los suelos poligonales del LIG IC4046 'Formas y procesos periglaciares del Llano de Maja'.

Figure 1. General aspect of the sorted polygons of the geosite IC4046 "Forms and periglacial processes of the Llano de Maja".



Figura 2. Aspecto general de los suelos estriados del LIG IC4046 'Formas y procesos periglaciares del Llano de Maja'.

Figure 2. General aspect of the sorted stripes of the geosite IC4046 "Forms and periglacial processes of the Llano de Maja".

3. EL CAMBIO CLIMÁTICO SECULAR EN LAS CAÑADAS DEL TEIDE

La existencia en Las Cañadas del Teide de una de las escasas estaciones centenarias en altura de

España, la del Observatorio de Izaña, permite tener una perspectiva secular de la evolución del clima y en particular de los ciclos de hielo-deshielo en este entorno.

En Izaña, para la serie 1916-2023, se observan grandes variaciones interanuales en el número de días de helada (*frost days*, FD). El máximo se produjo en 1971, dentro de ese periodo frío de principios de la década de los 70 del siglo XX, con 110 FD; seguido por el año 1917, con casi un centenar de FD. Pero, en el lado opuesto, se han registrado años por debajo de 25 FD en: 1937 con 20 días; 2001 con 21 días; y 2010 con 17 días (Camacho Ruiz y Rodríguez Ballesteros, 2025). Estos autores, aplicando el test de Mann-Kendall a la serie de FD entre 1916 y 2015, obtienen que existe tendencia a la disminución de los valores, pero no es tan robusta como en la serie 1961-2023. Esto se puede explicar porque hay grandes variaciones interdecadales: periodos más fríos y más cálidos a lo largo del siglo XX; aunque el resultado total es que existe una tendencia apreciable a la disminución de los días de helada.

El progresivo aumento de las temperaturas durante la última década, especialmente las nocturnas (Correa, *et al*., 2025), debido al cambio climático, junto con la disminución de las precipitaciones en Canarias (López-Díez *et al*., 2021; Martínez-Chamorro *et al*., 2023), implica un descenso del número de ciclos de helada por año, condiciones necesarias para el desarrollo y la conservación de estas formas periglaciares asociadas al hielo-deshielo.

4. MONITORIZACIÓN ACTUAL METEOROLÓGICA DEL LIG LLANO DE MAJA

En noviembre de 2023 se instaló un pluviómetro de registro continuo en este LIG con el objetivo de caracterizar las precipitaciones a nivel del suelo y estimar los ciclos efectivos de helada (Figura 3). Aunque los datos disponibles son aún limitados, los eventos significativos producidos desde su puesta en marcha sugieren que la precipitación en el Llano de Maja es ligeramente diferente en cantidad e intensidad respecto a la registrada en otras estaciones meteorológicas próximas de Las Cañadas ubicadas a altitudes semejantes, como la del Observatorio de Izaña y la que se localiza en las proximidades del Parador Nacional de Turismo (Figura 4).

Especialmente diferentes son los registros de precipitaciones entre las estaciones de la AEMET y el pluviómetro de El Llano de Maja para eventos significativos de precipitación frontal asociados a borrascas atlánticas profundas o precipitaciones convectivas en situaciones de tipo DANA (Tabla 1); que también contribuyen a desdibujar superficialmente las formas periglaciares por arroyada difusa y concentrada, o encharcamiento.



Figura 3. Descarga de datos del pluviómetro instalado en el Llano de Maja (Parque Nacional del Teide).
Figure 3. Download data from the rain gauge installed in the Llano de Maja (Teide National Park).

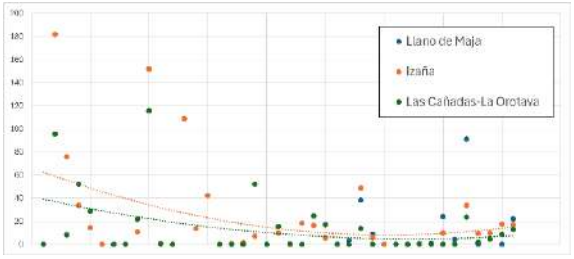


Figura 4. Valores de precipitación mensual (mm) registrados en los últimos tres años en las estaciones de Izaña y Las Cañadas-La Orotava; y en el último año y medio en el pluviómetro de El Llano de Maja.
Figure 4. Monthly rainfall values (mm) recorded in the last three years at the stations of Izaña and Las Cañadas-La Orotava; and in the last year and a half at the rain gauge of El Llano de Maja.

5. APLICACIÓN A LA GESTIÓN DEL PATRIMONIO Y CONCLUSIÓN

Los resultados obtenidos, tras un año y cinco meses de registro, han permitido analizar las series temporales de temperatura y precipitación

en el Llano de Maja a nivel del suelo. Se corrobora la falta de congelación efectiva, tanto debido a la baja precipitación en este sector del Parque Nacional, como a la ausencia de temperaturas por debajo de 0º C.

Tabla 1. Valores de precipitación diaria (mm) registrados en eventos significativos recientes en los tres pluviómetros. *Table 1. Daily precipitation values (mm) recorded in recent significant events at the three rain gauges*.

Evento	Fechas	Llano de Maja (2280 m)	Izaña (2369 m)	Cañadas (2150 m)
Borrasca Dorothea	14/12/2024	1,4	-	1,6
	15/12/2014	23,6	-	12,4
	Total	25,0	-	14,0
DANA diciembre 24	21/12/2024	14,4	6,4	0,0
	22/12/2024	22,8	22,6	6,4
	23/12/2024	3,8	4,6	3,0
	Total	41,0	32,6	9,4

Este hecho pone de manifiesto que las formas periglaciares del LIG IC4046 son morfologías no funcionales por ausencia de procesos periglaciares. Estas condiciones climáticas actuales del Llano de Maja están influenciadas por cambio climático y la sequía prolongada en el archipiélago (Luis *et al*., 2021). Con estos datos y el elevado riesgo de degradación, las recomendaciones para la gestión de este LIG son las siguientes:

- Permisos: evitar y minimizar el tránsito de personas por el Llano de Maja, salvo para fines de investigación. Al ser formas de pequeño tamaño y en materiales sin consolidar, son muy frágiles y con el simple pisoteo se erosionan.
- Monitorización: continuar con el seguimiento de las variables meteorológicas con el pluviómetro instalado a nivel del suelo. Registrar los eventos de congelación efectiva en el futuro.
- Cartografía geomorfológica: realizar una cartografía anual para estimar la superficie ocupada por las formas periglaciares de este LIG a partir de imágenes de vuelo de dron.
- Difusión: instalar un panel informativo en el sendero sobre los valores científicos de este LIG y de la importancia para su conservación. Además, debe incluir la prohibición del paso de personas si no se dispone del permiso del Parque Nacional.

Si continúa la falta de congelación efectiva en el Parque Nacional del Teide a corto y medio plazo (2 y 6 años); y no se toman las medidas preventivas para evitar su destrucción, podría llegarse a un escenario de desaparición total del LIG.

AGRADECIMIENTOS

Investigación financiada por el Organismo Autónomo de Parques Nacionales (OAPN) a través del proyecto IVRIPARC 2779/2021. Agradecemos al equipo directivo y científico-técnico del PN del Teide, su colaboración en la toma de datos y el acceso a las zonas de estudio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alday, E., Pérez-López, U., Fernández-Marín, B, Puértolas, J., González-Rodríguez, A., Martín-Esquiverl, J.L. and García-Plazaola, J.I. (2025). Cold Air Pools (CAPs) as Natural Freezers for the study of plant response to low temperatures. *Plant Ecophysiology*.

Camacho Ruiz, J.L., Rodríguez Ballesteros, C. (2025). Utilización de series largas para medir los cambios del clima. Índice de días de helada de las series de los observatorios de montaña y triángulo del frío.AEMET Blog, https://aemetblog.es/2025/03/23/utilizacion-de-series-largas-para-medir-los-cambios-del-clima-indice-de-dias-de-helada-de-las-series-de-los-observatorios-de-montana-y-triangulodel-frio/

Correa, J., López-Díez, A., Dorta, P. And Díaz-Pacheco, J. (2025). Evolution of warm nights in the Canary Islands (1950–2023): evidence for climate change in the Southeastern North Atlantic. Theor Appl Climatol 156, 87. https://doi.org/10.1007/s00704-024-05290-1

Höllermann, P. (1978). Soil movements in the subtropical mountain environment of high Tenerife (Canary Islands) *Colloquesur le périglaciaired'altitudeactuel et heritédans le domain mediterranéen et sesabords*. 91-112.

López-Díez, A., Dorta, P., Díaz-Pacheco, J., Martín-Esquivel, J.L. y Marrero-Gómez, M. (2021). Rasgos climáticos del Parque Nacional del Teide. Singularidad y diversidad. En: Durbán, M. & Martín-Esquivel (Eds.), *Ciencia en el Parque Nacional del Teide 2009-2019*. Publicaciones Turquesa, Tenerife. 119-138 pp.

Luis Álvarez, T. y Martín-Esquivel, J.L. (2021). *Cambio Climático en Tenerife 2021. Observatorio del Cambio Climático y la Energía de Tenerife*. 74 pp. https://occet.es/wp-content/uploads/2023/01/Cambioclimatico_Tenerife_2021_Luis_Martin2022.pdf

Martín Moreno, R. (2006). *Estudio comparativo de formas y procesos glaciares y periglaciares desde la Pequeña Edad del Hielo: Altas latitudes noruegas (Spitsbergen y Jotunheimen) y altas altitudes españolas (Pirineos, Sistema Central y Teide).* Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Madrid).

Martínez Chamorro, J., Herrera, J. y Ramos, I.A. (2023). *Plan Canario de Acción Climática*. Gobierno de Canarias (Ed.), TRAGSATEC, 414 pp.

Martínez de Pisón, E y Quirantes, F. (1981). *El Teide. Estudio Geográfico*. Ed. Interinsular Canaria S.A.187 pp.

Morales, A., Martín, F. y Quirantes, F. (1978) Formas periglaciares en Las Cañadas del Teide. *Colloque sur le périglaciaire d'altitude actuel et heritédans le domain mediterranéen et sesabords*. 79-90.

Vegas J., Baeza, E., Cabrera, A., Díez-Herrero, A., Ferrer, N., Galindo, I., Garrote, J., González-Laguna, R., Herrera R., Lario, J., Lozano, G., Márquez, Á., Martín-González, E., Máyer, P., Perucha, M.Á., Rodríguez-Pascua, M.A., Romero, C. y Sánchez, N. (2022). El proyecto IVRIPARC: metodología para estimar el impacto del cambio global sobre el patrimonio geológico de los parques nacionales de Canarias. *Geo-Temas*, 19, 107-110.

Vegas, J., González-Roquero, M., Díez-Herrero, A., Lozano, G., Martín-González, E., Sánchez, N., Romero, C. (2024). Monitorización del impacto del cambio climático en el patrimonio geológico del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias). *Geo-Temas*, 20, 267-270.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 419-422. ISBN: 978-84-10345-81-2

MODELADO Y PAISAJE GRANÍTICO EN EL CASTRO DE ULACA (ÁVILA, ESPAÑA): UNA ESTRECHA RELACIÓN ENTRE EL PATRIMONIO NATURAL Y CULTURAL

Granite Landscapes and Landforms in the Castro de Ulaca Site (Ávila, Spain): A Narrow Relationship between Natural and Cultural Heritage

Rosa María Ruiz Pedrosa[1] y Enrique Serrano[2]

1. GIR PANGEA. Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid. Plaza Campus Universitario s/n, 47011, Valladolid. rosamaria.ruiz.pedrosa@uva.es
2. GIR PANGEA. Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid.

Abstract: Geomorphology is the link between natural and cultural heritage, so the geomorphological map is a useful tool for inventorying landforms and its management. In this work, a Castro de Ulaca geomorphological map at 1:20,000 scale has been designed, focused on granite landforms and based on bibliographical and cartographic review followed by systematic field work in the Ulaca site and around. It shows a mastery of granite landforms and their relationship with cultural elements, as well as the adaptation of the society to the geomorphological conditions. The twelve granite landforms represented are not relevant in a national or regional scale, but they are of local importance as they represent the links between geomorphology and the archaeological elements present in Ulaca. It is essential to incorporate geomorphological elements in the management of cultural spaces, to guarantee their protection from visitors, as well as to ensure the survival and use of this cultural service for local population.

Palabras clave: patrimonio geomorfológico, mapa geomorfológico, paisaje granítico, modelado granítico.
Keywords: geoheritage, geomorphological mapping, granite landscape, granite landforms.

1. INTRODUCCIÓN

Una visión integradora señala que la geomorfología es uno de los componentes del patrimonio cultural de un territorio, y al mismo tiempo permite considerar las relaciones entre los componentes culturales y su contexto, expresándose como "geomorfología cultural" (Panizza y Piacente, 2003).

En esta aproximación cobra especial relevancia determinar el cuadro físico en el que se inscribe el patrimonio cultural para comprender plenamente el sitio analizado, y la cartografía geomorfológica es una herramienta básica para el inventario y valoración de los Lugares de Interés Geomorfológico (LIGm), siendo el primer paso para estudiar el patrimonio geomorfológico de cualquier territorio (Serrano y González-Trueba, 2005; Serrano *et al*. 2020).

El mapa geomorfológico es de gran utilidad para conocer los elementos o lugares patrimoniales de un territorio concreto, pero además permite establecer las interrelaciones con los restantes elementos geomorfológicos o culturales. Y en el caso de los LIGm clasificados como lugares, los esquemas geomorfológicos permiten analizar sus caracteres internos y sus relaciones estructurales o dinámicas con los elementos culturales (Migoń, 2021).

Los objetivos del trabajo son, por tanto, (1) realizar la cartografía geomorfológica del Castro de Ulaca y, (2) establecer la relación entre el patrimonio geomorfológico y arqueológico en la zona de estudio.

2. ZONA DE ESTUDIO: CASTRO DE ULACA, SIERRA DE LA PARAMERA (ÁVILA)

El monte Cerro del Castillo y el yacimiento de la Ulaca (1508m., 40° 31′ 48″ N and 4° 53′ 01″ W) se localiza en el municipio de Solosancho, comunidad Autónoma de Castilla y León, provincia de Ávila, (Figura 1). La zona de estudio limita con el "Espacio natural protegido de las Sierras de la Paramera y Serrota", pero no está incluida a pesar de sus reconocibles valores naturales y paisajísticos, aunque sí se ha reconocido la necesidad de proteger sus valores faunísticos mediante su inclusión en la Red

Natura 2000 como Zona de Especial Conservación "Sierras de la Paramera y Serrota".

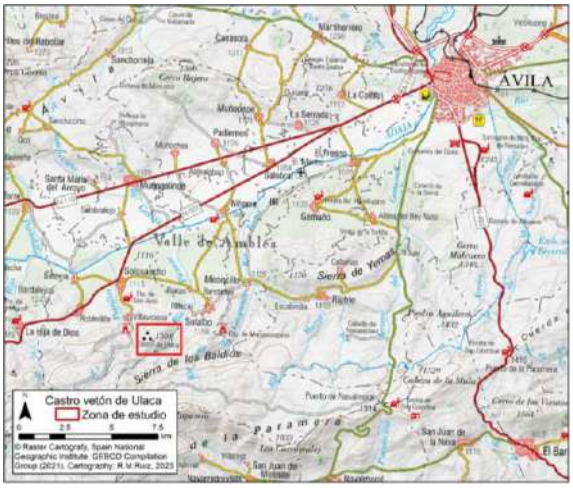


Figura 1. Mapa de localización de Castro de Ulaca (Villaviciosa, Ávila, España), a 30 kilómetros de Ávila capital.
Figure 1. Castro de Ulaca location map (Villaviciosa, Ávila, Spain), 30 kilometres from Ávila capital city.

Situada en los márgenes de la Sierra de la Paramera (2157 m), la Paramera limita al norte con el amplio valle de Amblés (1100 m) y vierte sus aguas al río Adaja, perteneciente a la cuenca hidrográfica del Duero.

Los materiales que afloran en la zona de estudio son granitoides de edades Carbonífero superior a Pérmico inferior pertenecientes al Macizo Hercínico. La zona de estudio se ubica en el denominado Complejo de Gredos (Capote *et al*. 1982), caracterizado por la extensión de granitos porfídicos de grano fino y en su porción NE la presencia de granitos biotíticos de grano grueso (Martín Parra *et al*. 2008).

Durante la orogenia alpina, se genera en la zona de estudio una morfología de bloques escalonados, dando lugar a un relieve de estilo germánico. El Cerro del Castillo, donde se encuentra el yacimiento del Castro de Ulaca, está situado sobre un bloque escalonado menor e intermedio (semihorst), situado entre el bloque tectónico principal (el horst de la Paramera) y la fosa tectónica (el graben del Valle Amblés) (Figura 2).

La parte superior del semihorst donde se ubica el Castro de la Ulaca presenta una fisiografía nivelada. Es el resto de la superficie erosiva fundamental degradada (Moreno, 2008) antes del levantamiento tectónico. Este arrasamiento de los materiales implicó la exportación parcial de las alteritas generadas previamente a la tectónica alpina que tienen sus depósitos correlativos en las arcosas de la porción meridional de la Cuenca del Duero y el Valle de Amblés, y el aplanamiento de los afloramientos graníticos. Durante el levantamiento tectónico la meteorización y la erosión mecánica en la superficie alta del bloque escalonado generaron una depresión circular con drenaje hacia el NE que denota una posible inclinación del bloque hacia el N-NE. En la depresión central culminante se sitúan paleocanales de drenaje hacia el NE, adaptados a la fracturación, y está ocupada por pequeños alveolos con rellenos arenizados donde afloran fuentes.

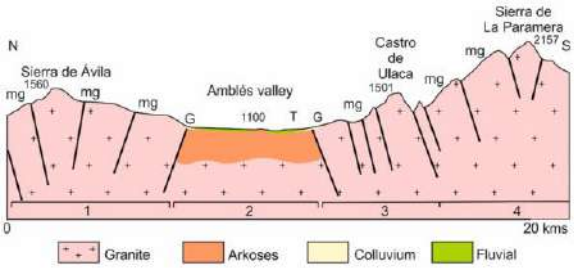


Figura 2. Perfil morfoestructural y localización del Castro de Ulaca: (1) bloque tectónico de la Sierra de Ávila, (2) valle tectónico de Amblés, (3) semihorst de Ulaca, (4) bloque tectónico de La Paramera, (mg) modelados graníticos, (g) glacis, (t) terrazas fluviales.
Figure 2. Morphostructural profile and location of the Castro de Ulaca: (1) Sierra de Ávila tectonic block, (2) amblés tectonic valley, (3) Ulaca halfhorst, (4) La Paramera tectonic block, (mg) granite landforms, (g) glacis, (t) fluvial terraces.

El Castro de Ulaca es un Bien de Interés Cultural desde 1986. El yacimiento estuvo ocupado al final de la Edad del Hierro por los vetones en un poblado amurallado que llegó a albergar más de 1.000 habitantes (Álvarez-Sanchís 1999; Ruiz Zapatero, 2005).

La cultura vetona constituyó uno de los más importantes pueblos célticos que pobló el oeste de la península Ibérica, viviendo en asentamientos fortificados como Ulaca, que tiene un gran interés derivado de su tamaño, con más de 70 ha; sus murallas, que circundan el semihorst y alcanzan los 3 km de longitud, por lo que es una de las fortificaciones más grandes de esta época en la península Ibérica; y la compleja organización mostrada y conservación de importantes vestigios materiales (Estaca-Gómez *et al*. 2022, Almagro-Gorbea and Álvarez-Sanchís 1993; Ruiz Zapatero, 2005; Álvarez-Sanchís y Ruiz-Zapatero, 2004; Rodríguez-Hernández, 2012).

3. METODOLOGÍA

La elaboración del mapa geomorfológico del castro vetón de Ulaca a escala 1:20.000 se basó

en la revisión bibliográfica y cartográfica, incluyendo la georreferenciación de los croquis geomorfológicos existentes (Garzón *et al*., 1981; Moreno, 2008), y la interpretación de los datos de teledetección. Los datos remotos incluyen modelo digital de elevación y pendiente derivados de modelos de terreno LiDAR, ortofotomapas digitales e imágenes de Google Earth. En el caso de Ulaca, las imágenes obtenidas por UAV (Maté-González *et al*. 2022) se han utilizado para analizar elementos a pequeña escala y microformas graníticas.

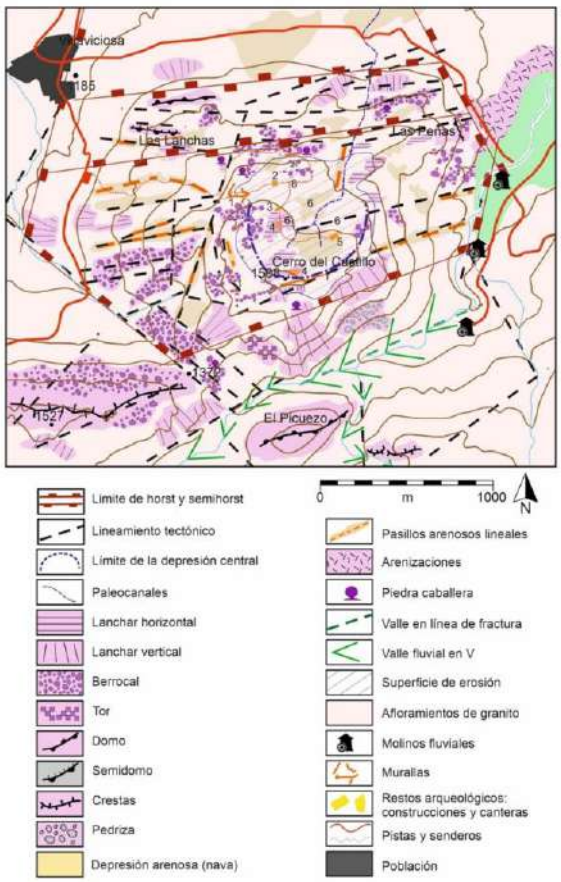


Figura 3. Mapa geomorfológico del sitio Cerro del Castillo y Ulaca. 1, muros. 2, santuario rupestre. 3, sauna. 4, canteras de piedra. 5, restos de torre de "El Torreón". 6, restos de viviendas.

Figure 3. Cerro del Castillo and Ulaca site Geomorphological map. 1, walls. 2, rock sanctuary. 3, sauna. 4, stone quarries. 5, tower remains of "El Torreon". 6, houses remains.

4. RESULTADOS: EL MODELADO GRANÍTICO EN ULACA Y SU RELACIÓN CON EL PATRIMONIO CULTURAL

Las formas de relieve más características del Cerro del Castillo son los berrocales y lanchares, seguidos de los tors, domos graníticos, semidomos y piedras caballeras (Figura 3), entre los de mayor tamaño; y pilancones y tafonis (Figura 4). El relieve granítico de Ulaca puede clasificarse como una meseta disectada con formas de relieve graníticas representativas de tamaño medio y menor. El paisaje se caracteriza por las formas del relieve granítico y los procesos involucrados en su configuración.

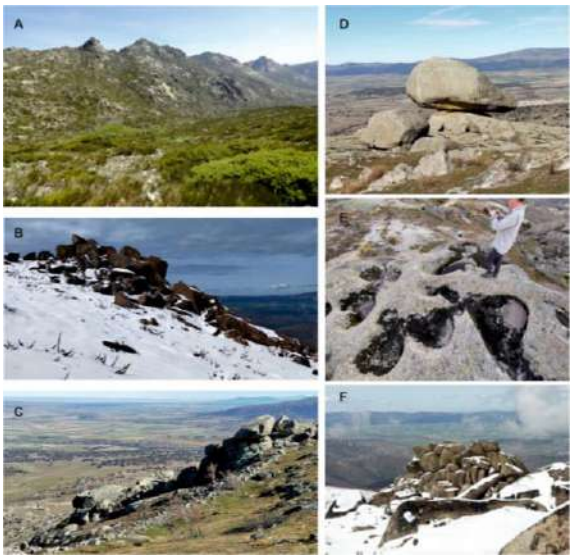


Figura 4. Formas graníticas de Ulaca: A) Sierra de la Paramera, con los picos más altos (Pico Redondo, Pico Zapatero, Canchal Moreno, Risco del Sol y Peña Cabrera) y formas graníticas en forma de semicúpulas y convexas y una superficie rocosa de pendiente pronunciada; B) Tor y pedrizas; C) Berrocales en las laderas del norte, el valle tectónico de Amblés al fondo; D) piedra caballera en el lado norte del yacimiento de Ulaca; E) Pilancones desarrollados sobre un lanchar; F) Tor.

Figure 4. Ulaca granite landforms: (A) the Sierra de la Paramera, with the highest peaks (Pico Redondo, Pico Zapatero, Canchal Moreno, Risco del Sol and Peña Cabrera) and granite landforms as half-domes and convexes and steeply sloping rock surface. (B) Nubbin and boulder fields. (C) Nubbin on the northern slopes, the Amblés tectonic valley in the background. (D) Pedestal rock in the northern side of the Ulaca site. (E) Gnammas developed on a rock platform. (F) Nubbin.

El mapa geomorfológico permite realizar un inventario de relieve para conocer la distribución de las principales formas del Castro de Ulaca y establecer la relación espacial entre formas, unidades geomorfológicas y restos culturales. Las depresiones arenosas rellenas de arenas de cuarzo y finos son lugares con mayor disponibilidad de humedad, y los manantiales se encuentran en el contacto entre el granito y la acumulación arenosa. Las pequeñas depresiones están ocupadas por un muro de casas antiguas, y en la depresión central se ubican todos los pequeños asentamientos dispersos por el sitio. En una depresión cercana al manantial se ubica

el edificio más importante, la torre construida con grandes sillares de granito obtenidos en las canteras. Los lanchares se utilizan como canteras para la obtención de materiales de construcción. Hoy en día, las características para trabajar las piedras son evidentes, y se encuentran sillares de granito de diferentes tamaños. En la parte superior, donde los afloramientos de granito son más comunes, se ubican elementos simbólicos y rituales tallados directamente en la roca. Un pequeño tor fue trabajado para ser un altar de sacrificio ritual. Los pilancones en la parte superior y las laderas del pequeño tor sirvieron para derramar y canalizar los flujos de sangre de los especímenes sacrificados. La topografía y las formas graníticas han sido aprovechadas como murallas defensivas. Los grandes muros construidos alrededor de todos los yacimientos están unidos a semidomos y tors donde no fue necesario construir una muralla. En la zona noreste, la separación entre dos tors permitió abrir una puerta. Finalmente, las planicies estructurales situadas al norte de la colina principal y el canal arenoso que se conecta en la cima con los valles fluviales son lugares propicios para la aparición de manantiales, lo que favoreció la ubicación del acceso principal al noroeste y el uso ganadero.

5. CONCLUSIONES

La conexión entre los elementos naturales y culturales en espacios de relevancia cultural permite una mejor comprensión tanto de los paisajes actuales como del medio en el que se desarrollaron las distintas sociedades que lo ocuparon. Y el mapa geomorfológico es una herramienta útil para inventariar las formas existentes, su distribución espacial y las relaciones con los elementos culturales. El mapa de Ulaca muestra el dominio de las formas graníticas y su relación con los elementos culturales, así como la adaptación al medio de esta sociedad por causas socioeconómicas y defensivas, pero acomodándose a las condiciones geomorfológicas (viviendas, defensas, puertas) o desarrollando habilidades sobre el terreno (tallado del granito, cantería). Las formas graníticas representadas, frente a otras formas estructurales, fluviales o de ladera con menor representación, señalan el potencial de un paisaje granítico caracterizado por la diversidad de geoformas graníticas. No se trata de elementos de alto valor científico, LIGm de escala internacional, nacional o regional, pero sí local por su relación con los restos arqueológicos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almagro-Gorbea, M., & Álvarez-Sanchís, J. R. (1993). La 'sauna' de Ulaca: saunas y baños iniciáticos en el mundo céltico. *Cuadernos De Arqueología De La Universidad De Navarr*a, 1, 177-253. https://doi.org/10.15581/012.1.27839

Álvarez-Sanchís (1999). *Los vettones*. Real Academia de la Historia. ISBN 84-89512-32-9

Álvarez Sanchís, J.R. y Ruiz Zapatero, G (2004). *Ulaca, la gran ciudad fortificada de los vettones.* La Aventura De La Hist. 72, 104–107

Capote, R., Diaz, M., Gabaldon, V., Gomez, J. J., Sanchez de la Torre, L., Ruiz, P., Rosell, J., Sopeña, A., y Yebenes, A. (1982). Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. *Instituto Geológico y Minero de España*.

Estaca-Gómez, V.; Rodríguez, J.; Gómez-Hernández, R.; Yravedra, J.; Ruiz-Zapatero, G.; Álvarez-Sanchís, J.R (2022). Zooarchaeology of the Iron Age in Western Iberia: New Insights from the Celtic Oppidum of Ulaca. *Archaeological and Anthropological Sciences*. 14, 168

Garzón, M. G., Ubanell, A. G., y Rosales, F. (1981). Morfoestructura y sedimentación terciarias en el valle de Amblés (Sistema Central español). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 655-665.

Martín-Parra, L. M., Martínez-Salanova, J., Moreno, F., Contreras, E., Iglesias, A., y Martín Herrero, D. (2008). Memoria de la Hoja 530 de Vadillo de la Sierra. *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000*. Segunda serie-Primera edición.

Maté-González, M. Á., Rodríguez-Hernández, J., Sáez Blázquez, C., Troitiño Torralba, L., Sánchez-Aparicio, L. J., Fernández Hernández, J., Herrero Tejedor, T. R., Fabián García, J. F., Piras, M., Díaz-Sánchez, C., González-Aguilera, D., Ruiz Zapatero, G., y Álvarez-Sanchís, J. R. (2022). Challenges and Possibilities of Archaeological Sites Virtual Tours: The Ulaca Oppidum (Central Spain) as a Case Study. *Remote Sensing*, 14(3), 524. https://doi.org/10.3390/rs14030524

Migoń, P. (2021). Granite Landscapes, Geodiversity and Geoheritage—Global Context. *Heritage*, 4(1), 198-219. https://doi.org/10.3390/heritage4010012

Moreno, F. (2008). Geomorfología. Memoria del Mapa Geomorfológico 1/50.000. Vadillo de la Sierra. No 530. *Instituto Geológico y Minero*.

Panizza, M., y Piacente, S. (2003). *Geomorphologia Culturale*. Edt. Pitagora, 358 pp.

Rodríguez-Hernández, J (2012). Los procesos técnicos de la cantería durante la Segunda Edad del Hierro en el occidente de la Meseta. *Zephyrus.* 70, 113–130

Ruiz Zapatero, G. (2005). Castro de Ulaca. Solosancho, Ávila. *Cuadernos de Patrimonio Abulense* (Vol. 3). Institución Gran Duque de Alba. Diputación de Ávila.

Serrano, E., González Amuchastegui, M. J., y Ruiz Pedrosa, R. M. (2020). *Patrimonio natural y geomorfología. Los lugares de interés geomorfológico del Parque Natural del Cañón del Río Lobos*. Ediciones Universidad de Valladolid.

Serrano, E., y González-Trueba, J. J. (2005). Assesment of geomorphosites in natural protected areas:the Picos de Europa National Park (Spain). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3, 197-208.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 423-426. ISBN: 978-84-10345-81-2

DESIERTO DE TABERNAS O DESIERTO DE ALMERIA. DE LIG A POSIBLE GEOPARQUE. EVALUACIÓN GEOTURÍSTICA

Tabernas Desert or Almeria Desert. From site of geologic interest to possible Geopark

Albert Solé Benet[1], Adolfo Calvo Cases[2], Roberto Lázaro Suau[1], Yolanda Cantón Castilla[3], Adela Giménez Viola[4], José G. López Segura[5],

1. EEZA-CSIC, carretera de Sacramento s/n, La Cañada de San Urbano, 04120-Almería, albert@eeza.csic.es
2. Universitat de Valencia.
3. Departamento de Agronomía, Universidad de Almería, carretera de Sacramento s/n, La Cañada de San Urbano, 04120-Almería.
4. Delegación de Almería de la Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía
5. IFAPA.

Abstract: The Tabernas Desert in SE Spain has one of the best-preserved badlands landscape in the Mediterranean. Besides its many geological interests, the extended area has other unique ecological and cultural features, e.g., old water harvesting systems, ancient mines, archaeological sites and a growing tourism. Several hundred papers from multiple disciplines witness the scientific interests of the area. Given its particular location and climate, its insolation is maximum and attracts large photovoltaic power plants, which manage to overcome the multiple environmental protections over the area. We propose to enhance its present Geoheritage value by promoting to become a new Geopark.

Palabras clave: lugar de interés geológico, badlands, semiárido, geoturismo, éxodo rural.
Keywords: site of geological interest, badlands, semiarid, geotourism, rural exodus.

1. INTRODUCCIÓN

El Desierto de Tabernas es una entidad geográfica situada en la depresión homónima delimitada por las Sierras Nevada (> 3000 m), de Los Filabres (2200 m), Gádor (2200 m) y de Alhamilla (1370 m). Declarado Paraje Natural (PN) en 1989, con una pluviometría de las más bajas de Europa (Braga *et al*., 2003) y un índice de aridez (UNESCO, 1972) en el límite entre el árido y el semiárido (0,2). Sus innegables valores científicos quedan reflejados en centenares de publicaciones y los valores estéticos en multitud de películas de tipo *western*, anuncios publicitarios y un turismo creciente. El PN y sus alrededores contienen: 1) el PN Sierra Alhamilla; 2) 13 LIG (lugares de interés geológico) (IGME, 2004); 3) patrimonio minero (azufre en La Partala, Benahadux, y Las Balsas, Gádor; hornos de fundición de hierro en Lucainena de Las Torres; 4) patrimonio hidráulico-agrícola con los *qanats* del Campo de Tabernas, la mayor concentración de Europa de este sistema de captación de agua freática; 5) numerosos endemismos botánicos y zoológicos por lo que fue declarado ZEPA en 1989 y ZEC (Ramblas de Gérgal, Tabernas y Sierra Alhamilla) en 2001 y pertenece a la red Natura 2000; 6) yacimientos arqueológicos de renombre como Terrera Ventura, Tabernas, y Los Millares, Santa Fe de Mondújar; 7) una ruta museística



Figura 1. Vista aérea de una pequeña parte de los badlands del Desierto de Taberna. Foto Chadwick.
Figure 1. Aerial view of part of the Tabernas Desert Badlands. Photo Chadwick.

pasa por Viator (ballena fósil), Benahadux (culturas del Mediterráneo) y Terque (cultivo de la uva, etnológico regional y otros); 8) senderos de corto y largo recorrido por paisajes áridos únicos en Europa; 9) *piping* decamétrico en campos abandonados de Rioja; 10) meteorito mioceno en Alhabia. Su visible estratigrafía contiene una sucesión de turbiditas frecuentemente visitadas por geólogos de todo el

mundo que investigan posibles análogos de yacimientos de hidrocarburos (McGill *et al.*, 2024). Un interés añadido es la proximidad del Geoparque Mundial de la UNESCO Cabo de Gata (Volcanismo y minería del oro) y del Paraje Natural "Karst en Yesos de Sorbas".

Sin embargo, el elemento geomorfológico más prominente del Desierto de Tabernas es su paisaje de cárcavas o malpaís (*badlands*) (Figura 1) que se ha formado al menos durante el Holoceno (Alexander *et al.*, 2008; Gallart *el al.*, 2011) sobre margas y calcarenitas Miocenas y que la escasa precipitación mantiene bien conservado.

Lo que lo hace realmente único es la suma de atributos geológicos, ecológicos y culturales muy diversos que incluyen PNs, LIGs, espacios protegidos (ZEPA, ZEC, LIC) que le otorgan un especial interés.

Este trabajo propone que esta suma de espacios protegidos que incluye el LIG "Subdesiertos de Almería" (municipios de Tabernas, Rioja, Pechina, Instinción, Illar, Gérgal, Gádor, Rágol, Bentarique, Sta Cruz de Marchena, Sta Fe de Mondújar, Terque, Alboludoy, Alhabia y Alsodux), y las ZEC-LIC de otros términos municipales como Alhama de Almería, Viator, Benahadux, Castro de Filabres, Velefique y Lucainena de las Torres, todas con badlands y otros lugares de interés geológico, se unan en un esfuerzo común para llegar a ser Geoparque.

Los *badlands* de Tabernas (Figura 1) y de sus municipios contiguos se han formado esencialmente sobre margas calcítico-yesíferas del Tortoniense, muy fotogénicas por ofrecer diferentes tonalidades según las condiciones de iluminación; en su techo existe una potente capa de calcarenitas protectoras que a su vez presenta gran variedad de geoformas. El conjunto, afectado por la neotectónica, ofrece estructuras sedimentarias, marmitas de gigantes, chimeneas de hadas, *taffoni*, bloques caídos, escarpes monoclinales, turbiditas, sismitas, y travertinos calcáreos revestidos por espeleotemas salinos, entre otros, todo de gran valor (Figuras 2, 3 y 4).

A pesar de la protección medioambiental en la casi totalidad de la zona, la elevada insolación atrae a multitud de empresas fotovoltaicas que ocupan una parte importante del territorio y pueden entrar en conflicto con la preservación del patrimonio natural de las estepas semiáridas del SE ibérico, su agricultura tradicional y el patrimonio hidráulico asociado (boqueras, qanats, terrazas de cultivo de varios tipos, etc.). El turismo, entre ellos el científico, respetuoso con el medio ambiente es el más indicado para proporcionar una economía local sostenible que puede evitar la despoblación de los municipios rurales.



Figura 2. Valles asimétricos: S-SW desnudos, N-NE parcialmente vegetados. Foto A. Solé.
Figure 2. Asymmetrical valleys: S-SW bare surfaces, N-NE partially covered by plants. Photo A. Solé.

2. MÉTODOS

A pesar de la complejidad a la hora de evaluar el valor geológico de un determinado paisaje, Pereira y Motta (2025) indican que los 182 criterios identificados en un centenar de publicaciones metodológicas sobre patrimonio geológico - geoturístico pueden agruparse en unas pocas categorías como 1) valor turístico-estético, 2) valor didáctico, 3) valor científico, 4) riesgo de degradación, 5) conservación-sostenibilidad, 6) valor histórico-cultural, 7) valor funcional, 8) vulnerabilidad, 9) valor económico, 10) accesibilidad, 11) valor ecológico.

Estos criterios coinciden a grandes rasgos con una primera evaluación que se hizo del valor geoturístico de los badlands de Tabernas en Zglobicki *et al.*, (2018, 2019) basado en Warowna *et al.* (2014) y posteriormente en Solé-Benet *et al.*, (2023). Estos criterios se resumen en la tabla 1 (ver resultados). Este sistema también coincide en gran parte con el de García-Cortés *et al.*, (2018), basado en tres grupos de criterios: científico-didáctico, funcional y turístico, estando formado cada uno de ellos por 9, 7 y 9 sub-criterios respectivamente con diferente peso como se indica en la tabla 2. En este sistema, la puntuación oscila entre 0 y 4, que incluye también los resultados en rojo.

En este trabajo se han utilizado ambos sistemas de valoración, el I (Zglobicki *et al.*, 2018 y 2019) (Tabla 1) y el II (García-Cortés *et al.*, 2018) (Tabla 2).

3. RESULTADOS

En la tabla 1 se da la puntuación obtenida para el área de estudio basándose en los criterios de Zglobicki *et al*. (2017), con una puntuación total de 8 puntos de un máximo de 9 (2,5+3+2,5). La puntuación siguiendo los criterios de García-Cortés *et al*. (2018) se da en la tabla 2. Con este segundo método, el espacio evaluado consigue un total de 22,1 (7+6,6+8,5) de un máximo de 31,5. La puntuación obtenida es muy alta en ambos casos, un 89% y un 70% de la puntuación máxima posible, y muy similar a la de otros Geoparques.

Tabla 1. Puntuación criterios de valoración (método I).
Table 1. Scores for criteria evaluation (method I).

Valor Científico y Educativo		
Conocimiento Científico	0.0	desconocido, sin publicaciones científicas
	0.5	solo publicaciones científicas locales
	1.0	publicaciones científicas internacionales
Rareza	0.0	no entre tres más importantes
	0.5	uno de los tres geositios más importantes
	1.0	el único geositio en el país
Productos Educativos promocionales	0.0	ninguno
	0.5	uno o dos tipos de productos
	1.0	tres o más tipos de productos
Accesibilidad		
Red de carreteras	0.0	no hay acceso directo con carreteras asfaltadas
	0.5	carretera local a < 10 km y nacional > 25 km
	1.0	carretera nacional < 25 km
Principales ciudades (demanda potencial)	0.0	< 50.000 habitantes en un radio de 50 km
	0.5	50.000–100.000 habitantes en un radio de 50 km
	1.0	> 100.000 habitantes en un radio de 50 km
Infraestructura turística	0.0	falta de infraestructura por los alrededores
	0.5	infraestructura turística a cierta distancia de la
	1.0	muchos estacionamientos, hoteles y
Valor Turístico		
Valor paisajístico (estético)	0.0	no hay miradores, escaso valor paisajístico
	0.5	un solo mirador, moderado valor paisajístico
	1.0	área emblemática para el país, muchos
Valor cultural	0.0	sin valor cultural para la región
	0.5	algún valor cultural
	1.0	elevado valor cultural
Otras atracciones turísticas	0.0	zona turística a > 75 km
	0.5	zona turística entre > 25 km y < 75 km
	1.0	zona turística a < 25 km
Puntuación total	**8**	

El sistema de García-Cortés *et al.*, (2018), a diferencia del de *Zg*lobicki *et al.*, (2018, 2019) hace énfasis en la susceptibilidad a la degradación natural y antrópica del lugar que se evalúa.

A pesar de que la susceptibilidad a la erosión es teóricamente elevada debido a un coeficiente de homogeneidad granulométrica alto (limo fino dominante) y la naturaleza calcárea y yesífera de los elementos cementantes (Cantón *et al.*, 2001), la escasa precipitación anual confiere estabilidad a las geoformas como lo demuestra la escasa evolución del paisaje en los últimos dos milenios (Gallart *et al.*, 2011).

Además, el papel de las biocostras que cubren una tercera parte de la superficie aporta estabilidad y contribuye a la asimetría de sus valles (Lázaro *et al.*, 2022) (Figura 2).

Dentro del perímetro del Paraje Natural Desierto de Tabernas, se encuentra el LIG Subdesiertos de Almeria (AND013) y 12 más, que de W a E son: Badland Rambla de los Yesos (AND014), Delta Plioceno de Abrioja (AND021), Capa Gordo en Rambla de San Indalecio (AND025), Cerro Alfaro (AND024), Depósitos Lacustres de Tabernas (AND028), Salinas del Desierto de Almería, Travertinos de las Salinas (AND022), Turbiditas de las Salinas (AND026), Paleocanal Submarino del Puente de los Callejones AND027), todos ellos referenciados en https://info.igme.es/ielig/.

Tabla 2. Puntuación, v, según método II (criterios científicos, educativos y turísticos ponderados según escala de colores (f pond = factor de ponderación).
Table 2. Scoring, v, according method 2 (scientific, educative and tourism criteria weighted according to a colour scale (f pond = weighting factor).

	v	Cient.	Educ.	Turís.	V	V max	f pond
Representatividad	2	60	10	0	70	140	
Conocimiento Científico	4	60	0	0	60	60	
Rareza	2	30	10	0	40	80	
Carácter Localidad Tipo	1	10	5	0	15	60	
Estado de Conservación	4	40	20	0	60	60	
Condiciones de Obsdervacion	4	40	20	20	80	60	x0
Diversidad Geológica	4	40	40	0	80	80	x5
Contenido didáctico	2	0	40	0	40	80	x10
Infraestructura logística	2	0	30	10	40	80	x15
Accesibilidad	2	0	20	20	40	80	x20
Belleza ó espectacularidad	4	0	20	80	100	100	x30
Tamaño	2	0	10	30	40	80	
Contenido divulgativo	4	0	0	60	60	60	
Entorno socioeconómico	4	0	0	40	40	40	
Densidad de población	2	0	20	20	40	80	
Otros elementos eco-culturales	4	0	20	20	40	40	
Potemncial turístico	4	0	0	20	20	40	
Cercanía a zonas recreativas	4	0	0	20	20	40	
		280	265	340	**885**	**1260**	
Suma de valores racionalizados (0-10)		**7**	**6,625**	**8,5**	**22,1**	**31,5**	

El Centro de Interpretación Terrera Ventura y Desierto de Tabernas incluye interesantes objetos del yacimiento arqueológico próximo y un pequeño diorama interpretativo de las formas erosivas del Paraje Natural. El cercano yacimiento arqueológico de Los Milares, con su centro de visitantes, está apoyado por una Proposición No-De-Ley del Parlamento de Andalucía como patrimonio mundial.

La suma de PN y ZEC-LIC con alguna zona colindante conseguiría juntar lugares de interés (geológico, comunitario, …) que, con el apoyo de las instituciones, debería permitir su promoción a Geoparque.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los Geoparques Mundiales de la UNESCO son áreas geográficas únicas donde se gestionan lugares y paisajes de importancia geológica internacional con un concepto holístico de protección, educación y desarrollo sostenible (https://en.unesco.org/global-geoparks). Según

los criterios de evaluación presentados, el Desierto de Tabernas alcanza puntuaciones altas en todos ellos, similar a las de otros Geoparques. Su tramitación implica involucrar a las distintas administraciones responsables del territorio que se pretende promocionar y el apoyo de la ciudadanía.



Figura 3. Taffoni en calcarenitas Miocenas en la ruta de los Fantasmas en la Rambla de los Yesos, Rioja. Foto A. Solé.
Figure 3. Taffoni on Miocene calcific sandstones from the Hoodoo trail in Rambla de los Yesos, Rioja. Photo A. Solé.



Figura 4. Micropliegues mostrando laminación convoluta. Foto A. Solé.
Figure 4. Microfolds showing convolute lamination. Photo A. Solé.

Un nuevo Geoparque en Almería reforzaría su desarrollo económico (turismo) sostenible, promocionaría los valores didácticos de su territorio y permitiría la protección de los sitios más valiosos. Es necesario un nuevo mapa detallado que incluya las zonas de *badlands* no incluidas en el actual PN Desierto de Tabernas, así como las que se proponen, junto con un plan de gestión detallado para evitar futuras interferencias. Para prevenir posibles obstáculos derivados de la propiedad privada en la mayor parte de este territorio, la Administración debería considerar una serie de medidas compensatorias y de concienciación para facilitar la gestión posterior de la conservación del futuro Geoparque.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado parcialmente por el proyecto INTEGRATYON3 (PID2020-117825GB-C21 y C22) a través del Ministerio de Economía y Competitividad, incluyendo fondos FEDER de la Unión Europea.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Alexander R.W., Calvo A., Arnau E., Mather A.E. y Lázaro R. (2008). Erosion and stabilization sequences in relation to base level changes in the El Cautivo badlands, SE Spain. *Geomorphology*, 100 (1-2), 83-90.

Braga, J.C., Baena, J., Calaforra, J.M., Coves, J.V., Dabrio, C., Feixas, C., Fernández, J.M., Gómez, J.A., Goy, J.L., Harvey, A.M., Martin, J.M., Martin, A., Mather, A.E., Stokes, M., Villalobos, M. y Zazo, C. (2003). *Geología del Entorno Arido Almeriense. Guía didáctica de Campo*. ACUSUR y Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 163 p.

Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A. y Puigdefábregas, J. (2001). Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *Journal of Hydrology*, 252, 65-84.

Consejería Turismo-Deporte, Junta de Andalucía (2020). https://www.juntadeandalucia.es/organismos/culturaydeporte/servicios/directorio-instituciones/detalle/2576.html

Gallart, F., Solé. A., Puigdefábregas, J., y Lázaro, R. (2011). Badland systems in the Mediterranean. En: L. J. Bull, M. J. Kirkby (Eds.), *Dryland Rivers*, cap 10, Wiley, 299-326.

García-Cortés, A., Carcavilla, L., Díaz-Martínez, E., y Vegas, J. (2018). *Documento metodológico para la elaboración del inventario español de lugares de interés geológico (ELIG)*, IGME, 61 pp.

IGME. (2004). Base de datos de Lugares de Interés Geológico. http://info.igme.es/ielig/

Lázaro, R., Calvo-Cases, A., Rodríguez-Caballero, E., Arnau-Rosalén, E., Alexander, R., Rubio, C., Cantón, Y y Solé-Benet, A. (2022). Biocrust and catchment asymmetry in Tabernas Desert (Almeria Spain), *Geoderma*, 406, 115526.

McGill, P., Milne A.W. Morton, A. y Williams, G. (2024). The provenance of a turbidite system within a tectonically active wrench basin: Insights from heavy mineral characteristics of Miocene sandstones in the Tabernas basin, SE Spain. *The Depositional Record*, 10, 213.230.

Pereira, I. y Motta, MG. 2025. Methods of evaluating geological sites with tourism potential: an overview. *Geoheritage*, 17, 86. https://doi.org/10.1007/s12371-025-01121-5

Solé-Benet A., Calvo, A., Lázaro R. y Cantón, Y. 2024. Does the Tabernas Desert deserve to become Geopark? En: A. Çiner *et al*. (Eds.) *Recent Research on Environemental Sciences, Geomorphology, Soil Science and Paleoenvironments* (proceedings of the 2nd MEDGU, Marrakesh 2022), Springer Nature, Switzerland. 197-200.

Warowna, J., Zglobicki, W., Gajek, G., Telecka, M., Kolodynska-Gawrysial, R., y Zielinski, P. (2014). Geomorphosite assessment in the proposed geopark Vistula river gap (E Poland). *Quaestiones Gegraphicae*, 33 (3), 173-180.

Zglobicki, W., Poesen, J., Cohen, M., Del Monte, M., Garcia Ruiz, J. M., Ionita, I., Niacsu, L., Machova, Z., Martín-Duque, J. F., Nadal Romero, E., Pica, A., Rey, F., Sole-Benet, A., Stankoviansky, M., Stolz, C., Torri, D. y Soms, J. (2019). The potential of permanent gullies in Europe as geomorphosites. Geoheritage, 11 (2), 217–239.

Zgłobicki, W., Poesen, J., …, Shellberg, J., Solé-Benet, A. y Su, Z. (2018). Geotouristic value of badlands. In E. Nadal-Romero, J. F. Martinez-Murillo, N. J. Khun (Eds.), *Badland dynamics in the context of global change*, Elsevier, 277-313.

Didáctica de la Geomorfología



El Dr. José María García Ruiz explicando los movimientos en masa que afectan al aparcamiento de Formigal en el área del Portalet y a la carretera A-136, dentro del marco del VII Congreso Ibérico de la International Permafrost Association (Jaca, 2019). Fotografía de Jesús Ruiz Fernández.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 429-432. ISBN: 978-84-10345-81-2

EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO DE LA ALTA MONTAÑA CANTÁBRICA INTERPRETADO EN UN ITINERARIO POR EL MACIZO DE PEÑA UBIÑA

Geomorphological heritage of the high Cantabrian Mountains interpreted in an itinerary through the Peña Ubiña Massif

David Gallinar[1], Benjamín González-Díaz[1], Aida Iglesias-Romero[1] y Jesús Ruiz-Fernández[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo. gallinardavid@uniovi.es

Abstract: This geographical itinerary presents a common theme: landforms, geomorphology, geomorphological heritage, and landscape in a high-mountain enclave in the Peña Ubiña Massif (Cantabrian Mountains). The route will consist of six stops where visitors can observe the characteristic features of these mountainous environments, including: glacial moraines, glacial valleys, glacio-karst closed depressions, periglacial features, nival karst, as well as other mixed landforms and seasonal wetlands, all within a protected natural area of high heritage value.

Palabras clave: Macizo de Peña Ubiña, itinerario didáctico, patrimonio geomorfológico, paisaje.
Keywords: Peña Ubiña Massif, pedagogical itinerary, geomorphological heritage, landscape.

1. INTRODUCCIÓN

Los itinerarios geográficos consisten en recorridos por enclaves de interés en los que se encadenan una serie de paradas en puntos de especial relevancia y cuya temática pivota en aspectos fundamentales del paisaje y sus componentes, con una finalidad que puede ser la didáctica, la divulgación, la interpretación y/o el desarrollo turístico (Gómez Ortiz, 1986, 1988; García Ruiz, 1994, 1997; Cortizo Álvarez, 1997; Cantón Arjona, 2009; Doctor, 2011; Crespo Castellanos, 2012; Liceras Ruiz, 2018; Huo y Serrano, 2022, González Díaz *et al*., 2024; Ruiz Pedrosa *et al*., 2024). En este sentido, existe un número creciente de trabajos que han abordado dicha temática, y en el caso que nos ocupa, de la geomorfología en la alta montaña cantábrica (Ruiz Fernández, 2002; García Hernández *et al*., 2019; Rodríguez Pérez *et al*., 2019; Muñiz Rodríguez *et al*., 2021; Gallinar *et al*., 2025). Asimismo, se ha demostrado que el desarrollo y puesta en práctica de itinerarios por espacios naturales protegidos favorece la concienciación y el cuidado del patrimonio geomorfológico y por extensión, de los paisajes (González Trueba y Serrano, 2008; Serrano *et al*., 2009; Feuillet y Sourp, 2011; Martín Duque *et al*., 2012; González Amuchastegui *et al*., 2014; Pica *et al*., 2015; Reynard y Coratza, 2016; Duval y Campo, 2018; Gallinar *et al*., 2024), lo que actualmente supone un reto y una necesidad en un territorio en transformación, cada vez más visitado y con demanda turística en auge. En este sentido, el presente trabajo pretende aportar un itinerario didáctico por uno de los principales macizos montañosos del noroeste de la Península Ibérica: el Macizo de Peña Ubiña.

Área de estudio

El Macizo de Peña Ubiña es el conjunto montañoso de mayor altitud de las Montañas Cantábricas tras los Picos de Europa y el Macizo de Fuentes Carrionas, con 58 cumbres que superan los 2000 metros s.n.m., entre las que destacan, por elevación, El Fontán sur (2417 metros s.n.m.), El Fontán norte (2416 metros s.n.m.) y Penubina la Grande (2414 metros s.n.m.). Geológicamente está conformado por potentes estratos de calizas carboníferas que resaltan con pendientes subverticales en los cordales con respecto a los valles pizarrosos, cuarcíticos y areniscosos circundantes. En cuanto al clima, se trata de un macizo próximo al mar Cantábrico, muy influenciado por los vientos de componente oeste procedentes del océano, por lo que las lluvias son muy abundantes, superando los 2000 mm anuales en las cumbres y siendo más frecuentes en la vertiente asturiana debido al efecto foehn que se produce de forma habitual. De ellas aproximadamente el 70 % son en forma de nieve, (Muñoz Jiménez, 1982). En cuanto a la vegetación, está dispuesta en cinturones bioclimáticos, diferenciándose en el piso montano (750-1600 metros s.n.m.), donde se

desarrollan densos bosques de hayas (*Fagus sylvatica*), así como algunos bosquetes de roble albar (*Quercus petraea*), rebollos (*Quercus pyrenaica*) y acebos (*Ilex aquifolium*); el piso subalpino (1600-2000 metros s.n.m.), en el que abundan las praderías; y el piso alpino (2000-2417 metros s.n.m.), en el que únicamente proliferan especies de bajo porte y resistentes al frío, como las saxífragas (Rivas Martínez *et al*., 1971).

2. METODOLOGÍA

El itinerario propuesto se ha elaborado a partir de una metodología basada en tres puntos, característica de este tipo de recursos docentes (Ruiz Fernández, 2002). Un primer bloque en el que se recopiló toda la información disponible sobre el área de estudio a partir de referencias, bases de datos y cartografía, con los que se pudo obtener la información básica del itinerario. Un segundo paso fue el trabajo de campo, recorriendo previamente todos los lugares a visitar en el itinerario planteado e identificando los elementos de interés geomorfológico. Y un tercer y último punto que consistió en la elaboración final del itinerario, las paradas propuestas y su redacción final.

3. RESULTADOS

El itinerario geográfico que se propone, se desarrolla por el sector noroccidental del Macizo de Peña Ubiña. Tiene una longitud de 10 kilómetros, siendo un recorrido circular con seis paradas previstas (Figura 1), cuya cota mínima desciende a 1560 metros s.n.m. y la máxima altitud alcanza los 2110 metros s.n.m. (550 metros de desnivel), siendo su dificultad media y precisando de calzado, ropa y suministros adecuados para caminar por la alta montaña.

Parada 1: Inicio

El itinerario comienza en las proximidades de L'Altu Ventana (1587 metros s.n.m.), junto al abrevadero de Brañanueva, en el camino que conduce hacia Bueida y Trobanieḷḷu (GR 207). Se ha de tomar una antigua pista minera que iniciará un rápido ascenso. En dicho recorrido se podrá observar el entorno, ya que hay una vista panorámica de la vertiente asturiana de la divisoria hidrográfica, destacando las formas de modelado que se identifican al oeste, en el cordal de La Ferreirúa (1977 metros s.n.m.), en uno de cuyos circos glaciares se formó un glaciar rocoso. A los pies de los circos de dicho cordal se conservan varias generaciones de cordones morrénicos bien definidos (González Díaz *et al*., 2021).

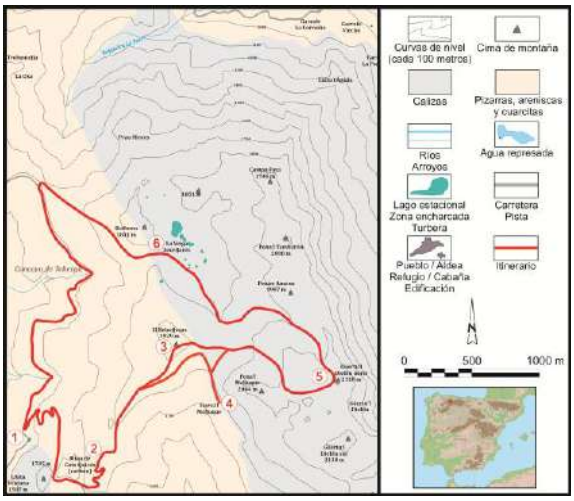


Figura 1. Mapa con las paradas del itinerario. Fuente: Elaboración propia.

Figure 1. Map showing the stops along the route. Source: Prepared by the authors.

Parada 2: Mina de Coto Quirós

Tras 130 metros de ascenso se alcanza la antigua mina a cielo abierto de Coto Quirós (conocida también como mina de Ventana), a ~1700 metros s.n.m. Esta zona de extracción de carbón se abrió a mediados del siglo XIX y siguió en funcionamiento hasta 1984, cuando comenzó su cierre progresivo, aunque hasta la década de 1990 todavía se extrajeron pequeñas cantidades de carbón. Desde 1992 y posteriormente en 1995 se propusieron planes de restauración del entorno, sin que se llegasen a llevar a cabo, siendo retomados en 2007, aunque esta rehabilitación continúa inconclusa. La litología de este enclave muestra las huellas de su pasado, ya que previo a la orogenia Varisca aquí se desarrolló un área encharcada o lacustre donde se depositó material orgánico y sedimentario. Actualmente existen cuatro capas de carbón principales con espesores que alcanzan 2,5 metros, denominándose, de muro a techo: «Pinta», «Ancha», «Sucia» y «Olga» (Truyols *et al*., 1982).

Parada 3: El Reboḷḷosas

A continuación, se procederá al ascenso de El Reboḷḷosas o Busbudín (1929 metros s.n.m.), en cuyo recorrido, por una senda marcada, se podrá acceder a varias fortificaciones de la Guerra Civil Española, como puestos de mirador, nidos de ametralladora, parapetos y trincheras en

diferentes estados de conservación. En la cima de esta montaña, que cuenta también con tres líneas de trincheras, se tiene la mejor vista panorámica del itinerario, ya que se eleva como una atalaya desde donde se observan tanto la vertiente asturiana como la leonesa, y se tiene una perspectiva integral de todo el sector leonés del cordal principal del Macizo de Peña Ubiña. Asimismo, a 150 metros al este de la cima, labrada en conglomerados estefanienses de una antigua zona deltaica (Truyols *et al*., 1982), se produce el contacto con la plataforma calcárea, en la que se percibe un marcado contraste orográfico y geomorfológico, ya que a partir de este momento el paisaje será kárstico y contará con huellas glaciares y periglaciares.

Parada 4: Cueva'l Meḷḷuque

Tras un breve pero pronunciado descenso hasta La Coḷḷá Soceḷḷares o Canales (1853 metros s.n.m.), se puede tomar un desvío de 400 metros de longitud hacia el sur a través del cual se podrá acceder a la Cueva'l Meḷḷuque, emplazada al pie de la peña homónima. Si se cuenta con equipo, se podrá acceder a su interior, donde existe gran diversidad de espeleotemas, como estalactitas, estalagmitas, columnas, cortinas y formas coraloides. En el exterior, además de la propia boca de la cavidad, también se aprecian huellas de la erosión producida por el karst nival, abundando lapiaces libres como los *rillenkarren*.

Parada 5: El Güertu'l Dieblu sur

Volviendo hasta La Coḷḷá Soceḷḷares, se pondrá rumbo al sudeste a través de una senda que asciende hasta la parte superior de la plataforma calcárea, donde aparece el desierto kárstico. Aquí, tanto la disolución kárstica como el pulido glaciar han suavizado la orografía, aunque se presenta caótica, sin una línea de cumbres bien definida y con abundancia de depresiones formadas por dolinas en cuyo interior se aprecian *fuexos* (dolinas de recubrimiento), pozos nivokársticos y simas. Este recorrido culmina en El Güertu'l Dieblu sur (2110 metros s.n.m.), la cota máxima del itinerario y un mirador hacia la vertiente quirosana del Macizo de Peña Ubiña.

Parada 6: La Veiga Soceḷḷares

Tras hacer cumbre, se regresará sobre nuestros pasos, bien por donde se ascendió a la plataforma calcárea o cresteando en dirección norte hacia el Penón Amenu (1998 metros s.n.m.). Desde ahí, con rumbo norte, se accederá por un valle glaciar a La Veiga Soceḷḷares, una cubeta glaciokárstica de grandes dimensiones y cerrada al frente por cuatro arcos morrénicos. En su interior existen más de una decena de pequeños humedales, así como uno de mayor tamaño, los cuales rebosan agua durante el deshielo, pero se secan durante el estío. Las dolinas de diferente tamaño también son abundantes. Este sector surte de agua al interior del armazón calcáreo, haciendo funcionar el endokarst, desaguando al norte, en el sector de Los Garrafes, un enclave de alto valor como patrimonio geomorfológico. Tras esta última parada, se podrá retornar al punto de origen por dos accesos, volviendo sobre nuestros pasos, o a través de una collada al sur de El Beiforcu, desde donde se accede a una senda con marcado rumbo noroeste que conducirá hasta la pista GR 207, desde la cual, con rumbo sur, se podrá acceder al punto de partida.

4. CONCLUSIONES

El itinerario didáctico propuesto presenta como hilo conductor los accidentes geográficos, la geomorfología estructural, las formas de modelado, el patrimonio geomorfológico y el paisaje en un enclave de alta montaña del Macizo de Peña Ubiña. La ruta cuenta con seis paradas donde se observan morfologías como morrenas glaciares, valles glaciares, cubetas glaciokársticas, formas y procesos periglaciares, morfologías relacionadas con el karst nival como lapiaces, dolinas y pozos nivokársticos, así como humedales estacionales, todo ello dentro de un espacio natural protegido de alto valor patrimonial y geomorfológico.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-2024-0012). El presente trabajo forma parte del Proyecto de Innovación Docente «Geoitinerante», de la Universidad de Oviedo, con número de expediente: 235881.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cantón Arjona, V. (2009). La educación patrimonial como estrategia para la formación de la ciudadanía. *Correo del maestro, 154*, 31-38.

Cortizo Álvarez, T. (1997). El paisaje y las excursiones en Geografía. En: *Homenaje a Luis Alfonso González Polledo*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de León (Ed.), León, 39-57.

Crespo Castellanos, J.M. (2012). Un itinerario didáctico para la interpretación de los elementos físicos de los

paisajes de la Sierra de Guadarrama. *Didáctica Geográfica, 13*, 15-34.

Doctor, A.M. (2011). El itinerario como herramienta para la puesta en valor turístico del patrimonio territorial. *Cuadernos de Turismo, 27*, 273-289.

Duval, V.S. y Campo, A.M. (2018). Patrimonio geomorfológico y geodiversidad en las Sierras de Lihué Calel (Argentina). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 79*, 1-24.

Feuillet, T. y Sourp, E. (2011). Geomorphological Heritage of the Pyrenees National Park (France): Assessment, Clustering, and Promotion of Geomorphosites. *Geoheritage, 3*, 151-162.

Gallinar D., Ochoa Álvarez, M., García Hernández, C. y Ruiz Fernández, J. (2025). El patrimonio paisajístico y geomorfológico de la alta montaña cantábrica a través de un itinerario por el macizo de Peña Ubiña. *Vegueta. Anuario de la Facultad de Geografía e Historia 25(1)*, 211-235.

Gallinar D., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. y Ochoa Álvarez, M. (2024). El patrimonio geomorfológico del Macizo de Peña Ubiña: propuesta de lugares de interés geomorfológico en un espacio natural protegido. *Investigaciones Geográficas, 81*, 131-154.

García Hernández, C., Ruiz Fernández, J. y Rodríguez Gutiérrez, F. (2019). El fenómeno de los aludes a través de un itinerario didáctico en la Montaña Cantábrica. *Cuadernos Geográficos 58(2)*, 126-151.

García Ruiz, A.L. (1994). Los itinerarios didácticos: una de las claves para la enseñanza y comprensión de la Geografía. *Íber. Didáctica de las Ciencias Sociales, Geografía e Historia 1*, 117-125.

García Ruiz, A.L. (1997). El proceso de desarrollo de los Itinerarios Geográficos. *Didáctica Geográfica, 2*, 3-9.

Gómez Ortiz, A. (1986). Los itinerarios pedagógicos como recurso didáctico en la enseñanza de la Geografía en la E.G.B. *Didáctica Geográfica, 14*, 109-116.

Gómez Ortiz, A. (1988). Sugerencias didácticas para la enseñanza de la Geografía de la montaña. *Espacio, Tiempo y Forma, 3*, 393-414.

González Amuchastegui, M.ªJ., Serrano, E. y González García, M. (2014). Lugares de interés geomorfológico, geopatrimonio y gestión de espacios naturales protegidos: el Parque Natural de Valderejo (Álava, España). *Revista de Geografía Norte Grande, 59*, 45-64.

González Díaz, B., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. y Menéndez Duarte, R. (2021). Evolución glaciar y morfodinámica periglaciar en la vertiente asturiana del Puerto de Ventana (Montañas Cantábricas). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe Revista de Xeoloxía Galega e do Hercínico Peninsular, 43*. 101-134.

González Díaz, B, Ruiz Fernández, J. y González Díaz, J.A. (2024). La aplicación de los itinerarios pedagógicos virtuales para la enseñanza de la Geografía: una propuesta metodológica. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 101*.

González Trueba, J. y Serrano, E. (2008). La valoración del patrimonio geomorfológico en espacios naturales protegidos. Su aplicación al Parque Nacional de los Picos de Europa. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 47*, 174-194.

Huo, S. y Serrano, E. (2022). El paisaje en las rutas patrimoniales de la «Ruta de la Seda: el corredor Chang'an-Tianshan» (China) y el «Camino de Santiago» en Castilla y León (España). *Revista de geografía Norte Grande, 82*, 173-192.

Liceras Ruiz, A. (2018). Los itinerarios didácticos en la enseñanza de la Geografía. Reflexiones y propuestas acerca de su eficacia en educación. *Revista UNES. Universidad, Escuela y Sociedad, 5*, 66–81.

Martín Duque, J.F., Caballero, J. y Carcavilla, L. (2012). Geoheritage Information for Geoconservation and Geoturism Through the Categorization of Landforms in a karstic Landscape. A Case Study from Covolagua and Las Tuerces (Palencia, Spain). *Geoheritage, 4*, 93-108.

Muñiz Rodríguez, I., González Díaz, B. y Ruiz Fernández, J. (2021). Itinerario didáctico por los puertos de Tarna, Ventaniella y Fuentes del Esla (Montañas Cantábricas). *Boletín de Humanidades y Ciencias Sociales del RIDEA, 195*, 233-262.

Muñoz Jiménez, J. (1982). Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas. En: F. Quirós (Ed.), *Geografía de Asturias*. Tomo 1. Ayalga Ediciones. Salinas. 271 pp.

Pica, A., Fredi, P. y del Monte, M. (2015). Geoheritage, geotourist value and itineraries proposal in the Trisulti of Collepardo area. (Ernici Mounts, Lazio). *Societa Geologica Italiana, 33*, 75-78.

Reynard, E. y Coratza, P. (2016). The importance of mountain geomorphosites for environmental education: examples from the Italian Dolomites and the Swiss Alps. *Acta geographica Slovenica, 56(2)*, 291-303.

Rivas Martínez, S., Izco, J. y Costa, M. (1971). Sobre la flora y vegetación del Macizo de Peña Ubiña. *Trabajos del Departamento de Botánica y Fisiología Vegetal, 3*, 47-123.

Rodríguez Pérez, C., Sevilla, J. y Obeso, Í. (2019). Outstanding Atlantic nature and culture for UNESCO World Heritage List: transhumance/trasterminance landscape of Somiedo and Royal Way of La Mesa (Asturian Massif, NW of Spain). *Cuadernos de Investigación Geográfica, 45(2)*, 623-660.

Ruiz Fernández, J. (2002). Recursos didácticos en Geografía Física: Itinerario pedagógico sobre el paisaje natural del Oriente de Asturias. *Espacio, Tiempo y forma, Serie VI, Geografía, 15*, 147-163.

Ruiz Pedrosa, R.M.ª, González Amuchastegui, M.ªJ. y Serrano E. (2024). Geomorphosites as Geotouristic Resources: Assessment of Geomorphological Heritage for Local Development in the Río Lobos Natural Park. *Land 13(2)*, 1-19.

Serrano, E., González Amuchastegui, M.ªJ., Ruiz Flaño, P. y González Trueba, J.J. (2009). Gestión ambiental y geomorfología: valoración de los lugares de interés geomorfológico del Parque Natural de las Hoces del Alto Ebro y Rudrón. *Cuaternario y geomorfología, 23(3-4)*, 65-82.

Truyols, J., Arbizu, M., García Alcalde, J.L., García López, S., Martínez Chacón, M.L., Méndez Bedia, I., Méndez Fernández, C., Menéndez, J.R., Sánchez de Posada, L.C., Soto, F., Truyols Massoni, M., Villa, E., Marcos, A., Pérez Estaún, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Aller, J., Lorenzo, P., Rodríguez Fernández, L.R. (1982). *Memoria del Mapa Geológico de España (1:50.000), hoja 77 (La Plaza, Teverga)*. Segunda serie. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 64 pp. (incluye mapa desplegable).



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 433-436. ISBN: 978-84-10345-81-2

SIMULANDO LA DISOLUCIÓN KÁRSTICA EN EL AULA DE EDUCACIÓN PRIMARIA

Simulating karst solution in the Primary Education classroom

Sara Gómez Melgarejo[1] y Daniel Ballesteros[1,2]

1. Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, Avenida de los Castros 44, 39007 Santander, España. ballesterosd@unican.es
2. Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel, Rúa Courel s/n, 27320 Quiroga, España.

Abstract: An experiment was designed to simulate karst dissolution in a primary classroom, aiming to show students a slow geological process that occurs underground. A block of common salt is used, through which water flows and gradually dissolves it. The block mass and the vertical diameter of the outlet hole are measured over time. These data allow students to graph the changes in mass and hole size, and to calculate dissolution and enlargement rates.

Palabras clave: didáctica, Educación Primaria, experimento, karst, modelo análogo.
Keywords: didactics, Primary Education, experiment, karst, analog model.

1. INTRODUCCIÓN

La importancia del karst, tanto desde una perspectiva ambiental como social, justifica su inclusión en la enseñanza de la geografía y la geología en la Educación Primaria y Secundaria, a través de contenidos curriculares relacionados con el relieve y el paisaje. Sin embargo, su enseñanza suele abordarse de forma descriptiva, excepcionalmente con visitas escolares a cuevas u otros paisajes kársticos (e.g., De Waele, 2010; Ballesteros *et al.,* 2018). Comprender la formación del karst resulta complejo, ya que los procesos implicados tienen lugar de manera imperceptible en el subsuelo, a lo largo de escalas temporales de miles o cientos de miles de años. Por esta y otras razones, apenas se llevan a cabo actividades prácticas en el aula (p. ej., Pueyo Anchuela *et al.,* 2016) o simulaciones (Bosch, 2021), y la mayoría de las propuestas están orientadas a la Educación Secundaria, que es donde se introduce la formulación química (Plá *et al.,* 2016; Di Lello y García, 2022). Ante esta situación, se hace necesario desarrollar nuevas propuestas didácticas que faciliten la enseñanza del karst en el entorno escolar de forma accesible y eficaz, especialmente en Educación Primaria. Estas propuestas deben incorporar metodologías activas que favorezcan la participación y el trabajo cooperativo del alumnado, promoviendo un aprendizaje más significativo. El objetivo de este trabajo es diseñar una actividad didáctica que permita simular el proceso de disolución kárstica en el aula. Para ello, se ha tomado como referencia el tercer ciclo de Educación Primaria, de acuerdo con el currículo vigente en España (Real Decreto 157/2022).

2. PROPUESTA EDUCATIVA

La propuesta educativa está basada en Gómez Melgarejo (2024), se fundamenta en los principios del Diseño Universal para el Aprendizaje y se vincula con los contenidos sobre Procesos geológicos básicos de formación y modelado del relieve, incluidos en el epígrafe segundo, La vida en nuestro planeta, del Bloque A: Cultura científica, según el currículo educativo establecido en el Real Decreto 157/2022. La actividad promueve competencias específicas del Real Decreto, como *Plantear y dar respuesta a cuestiones científicas sencillas, utilizando diferentes técnicas, instrumentos y modelos propios del pensamiento científico, para interpretar y explicar hechos y fenómenos que ocurren en el medio natural, social y cultural*. La propuesta didáctica se organiza en cuatro sesiones: 1) presentación e introducción al karst, 2) repaso y refuerzo de los contenidos, 3) simulación y cálculo de las velocidades de disolución, y 4) elaboración de un póster con los resultados obtenidos. A continuación, se detallan los materiales necesarios, la organización de la

actividad y el procedimiento para desarrollar la simulación en el aula, así como los cálculos posteriores.

Materiales

La simulación requiere los siguientes materiales: un bloque de sal, un tubo flexible y transparente de 6–8 mm de diámetro, un fregadero con grifo, un cronómetro o reloj, una regla o flexómetro, y una báscula con una precisión mínima de 0,1 kg. El bloque de sal puede adquirirse fácilmente en establecimientos especializados en suministros ganaderos, con un coste aproximado de 20–25 euros para un bloque de 10 kg. Estos bloques suelen presentar un orificio central de unos 5 cm de diámetro que los atraviesa de lado a lado. Para la simulación, es necesario perforar un segundo orificio, perpendicular al anterior, con un diámetro de 8 mm (Figura 1). Esta perforación puede realizarse utilizando un taladro convencional equipado con una broca para hormigón de 8 × 30 mm.

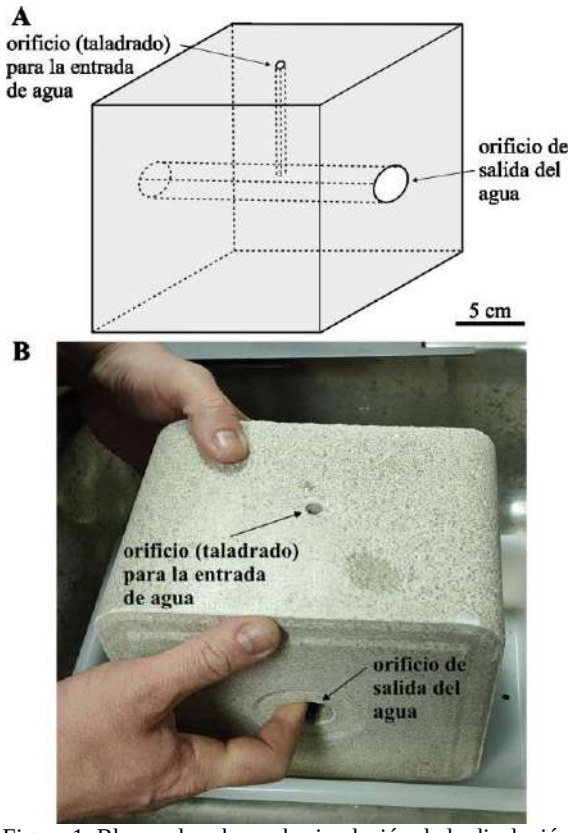


Figura 1. Bloque de sal para la simulación de la disolución kárstica en el aula, mostrando el orificio taladrado para introducir el agua, y el orificio de salida, ya existente.
Figure 1. Salt block for simulating karst dissolution in the classroom, showing the drilled hole for introducing water and the existing outlet hole.

Organización

El alumnado constituirá equipos de 4-5 individuos con tareas específicas, si bien cooperarán entre ellos para llevar las tareas encomendadas:

Redactor: encargado de anotar los procedimientos y observaciones en una libreta de laboratorio.

Reportero: encargado de fotografiar el bloque desde los mismos puntos de vista.

Registradores de la masa y diámetro vertical del orificio del bloque: encargados de realizar las mediciones cada 20 minutos y anotarlos en una tabla.

Procedimiento

1) Medición inicial de la masa (m) del bloque de sal (en g) utilizando una báscula.
2) Medición del diámetro vertical (D) del orificio de salida del agua (en cm) con ayuda de una regla. Para facilitar esta medición, se puede trazar una línea negra vertical que cruce el orificio de arriba a abajo.
3) Colocación del bloque de sal en el fregadero, asegurándose de que el tubo conduzca el agua desde el grifo hasta el orificio perforado en el bloque (Figura 2). El bloque debe estar ligeramente elevado sobre el fondo del fregadero para permitir una correcta evacuación del agua y evitar la disolución de su cara inferior. Puede utilizarse un soporte de madera, plástico u otro material estable. Asimismo, se debe inclinar el bloque ligeramente (menos de 10º) hacia uno de los orificios para dirigir la salida del agua.
4) Apertura del grifo y puesta en marcha del cronómetro. El caudal debe mantener un flujo continuo de agua, sin excesiva presión.
5) Registro periódico cada 20 minutos: cerrar el grifo, retirar el bloque, fotografiarlo y medir nuevamente su masa y el diámetro vertical del orificio de salida. Se recomienda marcar previamente la posición del grifo para mantener un caudal constante en cada repetición.
6) Finalización del experimento una vez transcurrida una hora, midiendo la masa y diámetro vertical del orificio de salida del agua.
7) Serrado del bloque siguiendo el orificio de salida del bloque para mostrar el efecto interno de la disolución de la sal en agua. Para ello, se puede emplear una sierra de arco metálica bajo la supervisión del docente.

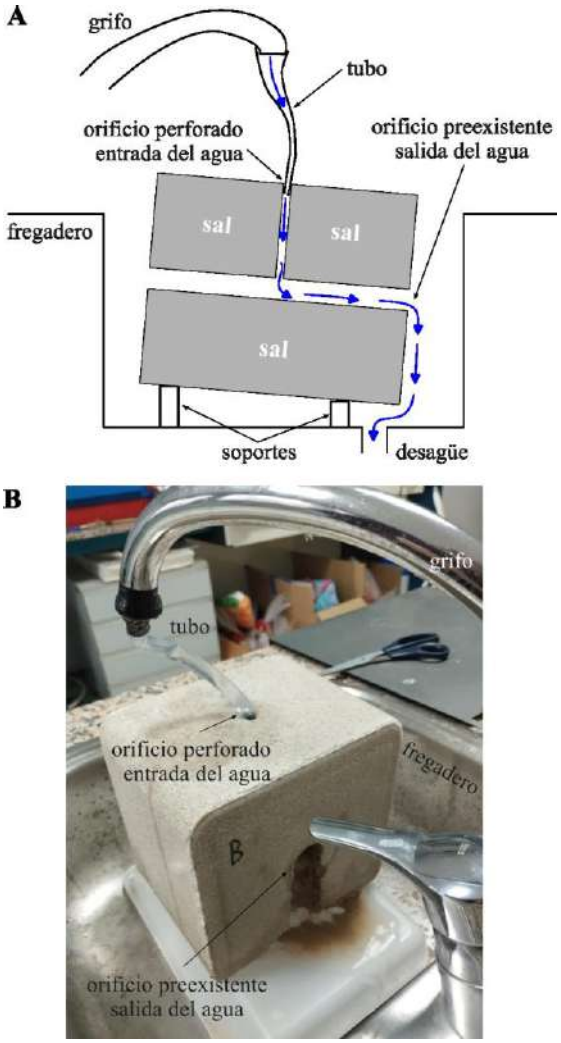


Figura 2. Simulación de la disolución kárstica al hacer que un flujo de agua atraviese un bloque de sal.

Figure 2. Simulation of karst dissolution by allowing a flow of water to pass through a salt block.

Cálculo de velocidades

Cada equipo calculará la velocidad de disolución (VD) considerando la masa del bloque y la velocidad de crecimiento del orificio de salida (VC), de acuerdo con las siguientes ecuaciones:

$$VD = \frac{(m_{inicial} - m_{final})}{t} = \frac{10.010 - 9.650}{60} = 6\ g/min \quad (1)$$

$$VC = \frac{(D_{final} - D_{inicial})}{t} = \frac{8-5}{60} = 0{,}05\ \text{cm/min} \quad (2)$$

siendo m la masa del bloque (en g), D el diámetro del orificio de salida (en cm) y t la duración del experimento (en minutos).

Exposición de resultados

Los resultados obtenidos por cada equipo de trabajo incluyen la descripción del experimento paso por paso, fotografías a diferentes momentos de la simulación (incluyendo el interior del bloque tras su corte con la sierra; Figura 3A-C), la tabla con las mediciones de masa y diámetro vertical del orificio de salida, y el cálculo de la velocidad de disolución y crecimiento del orificio de salida. Se propone que cada equipo exponga sus resultados en un poster donde se detalla el procedimiento, se muestra una selección de fotografías, se incluye la gráfica con las variaciones de masa del bloque y diámetro de su orificio de salida (Figura 3 D).

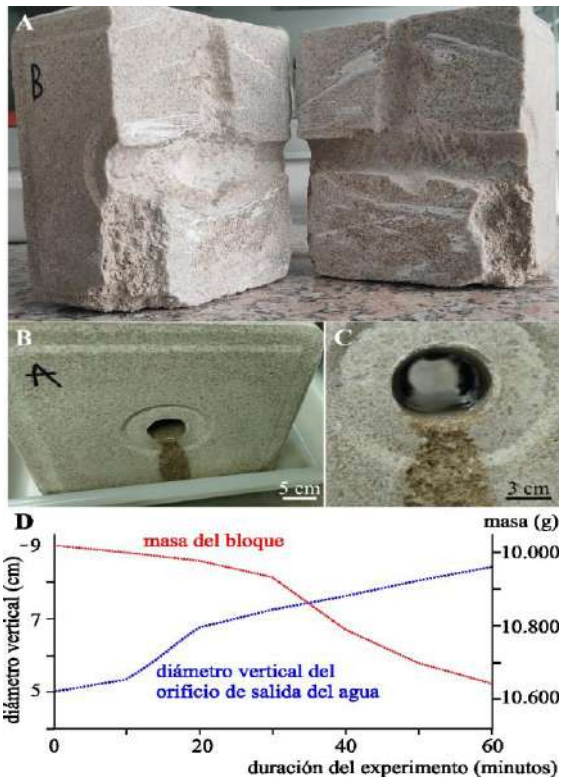


Figura 3. (A) Evidencias de la disolución del interior del bloque de sal, visibles tras su serrado. (B) y (C) Evidencias de disolución en el orificio de salida del agua. (D) Gráfica elaborado con los datos recogidos en el experimento representando la masa del bloque y el diámetro vertical del orificio de salida del agua frente al tiempo.

Figure 3. (A) Evidence of internal dissolution within the salt block, visible after it was cut. (B) and (C) Evidence of dissolution at the water outlet. (D) Graph created with data collected during the experiment, showing the block's mass and the vertical diameter of the water outlet hole over time.

3. CONCLUSIONES

Se ha diseñado un experimento para simular en el aula de Educación Primaria el proceso de disolución kárstica, con el objetivo de mostrar al alumnado, de forma directa, un proceso geológico externo que ocurre lentamente y bajo el subsuelo. Para ello, se utiliza un bloque de sal atravesado por un flujo de agua, el cual se va disolviendo progresivamente. Se mide periódicamente la masa del bloque y el diámetro

vertical del orificio por donde sale el agua. Estos datos permiten elaborar una gráfica que muestra la evolución de la pérdida de masa y el agrandamiento del orificio, así como calcular las velocidades de disolución y de crecimiento del orificio.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se incluye en el programa educativo del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel, quien ha financiado el diseño de la propuesta.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ballesteros, D., Rodríguez-Rodríguez, L., Naves, B. y Turmo, A. (2018). La visita de cuevas como recurso didáctico para la enseñanza de los procesos endokársticos. Las cuevas de Noceda (O Courel, Lugo, No de España). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 26 (2), 197-206.

Bosch, R. (2021). Development and implementation of virtual field teaching resources: two karst geomorphology modules and three virtual capstone pathways. *Geosciences Communication*, 4(2), 329-349.

De Waele, J. (2010). Teaching resources in speleology and karst: a valuable educational tool. *International Journal of Speleology*, 39(1), 29-33.

Di Lello, C.V. y García, V.A. (2022). Karst: aplicación de un caso natural en las prácticas de la enseñanza. En: *IX Seminario Internacional de Educación a Distancia de RUEDA*. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Mar del Plata

Gómez Melgarejo, S. (2024). *Aplicación del Diseño Universal para el Aprendizaje para la enseñanza de la disolución kárstica en un Geoparque Mundial de la UNESCO*. Trabajo Fin de Grado en Magisterio en Educación Primaria, Universidad de Cantabria. https://repositorio.unican.es/xmlui/handle/10902/33419

Plá, C., Benavente, D., Gonzñález herrero, M. y Andreu Rodes, J.M. (2016). Los cambios fisicoquímicos del agua en el karst: actividades didácticas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24(1), 107-116

Pueyo Anchuela, Ó., Román Berdial, T., García Abadías, J., López Julián, P., Pocoví Juan, A., Casas Sainz, A. y García Lasanta, C. (2016). Generación de dolinas en medios aluviales con modelos analógicos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24 (1), 96-106.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 437-440. ISBN: 978-84-10345-81-2

PROPUESTA DE GEORRUTA EN EL GEOPARQUE MUNDIAL DE LA UNESCO MONTAÑAS DO COUREL

Georoute proposal on the UNESCO Global Geopark Montañas do Courel

Benjamín González Díaz[1], Jesús Ruiz-Fernández[1], Augusto Pérez-Alberti[2]

1. Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo. gonzalezbenjamin@uniovi.es.
2. Departamento de Edafoloxía e Química Agrícola. Universidade de Santiago de Compostela.

Abstract: This study proposes a georoute in the A Seara valley (Courel Mountains, Galicia) to interpret its glacial and periglacial geomorphological heritage. The route includes four stops: at Pico O Mallón, the lithological and tectonic context of the glacial head is analyzed; at Lucenza Lagoon, cirque moraines and infilling processes are studied; in the mid-valley sector, glacial thresholds, blockfields, and alluvial fans are observed; and near the village of A Seara, a polygenic moraine is documented. The proposal integrates scientific, educational and heritage criteria.

Palabras clave: A Seara, georruta, paleoglaciar, morrena, periglaciarismo.
Keywords: A Seara, georoute, paleoglacier, moraine, periglacial processes.

1. INTRODUCCIÓN

El patrimonio geomorfológico representa un recurso de alto valor científico, educativo y cultural, al ofrecer claves para interpretar los procesos geodinámicos y las formas del relieve que configuran un territorio. En este marco, las georrutas emergen como instrumentos pedagógicos eficaces para la divulgación y valorización de dicho patrimonio, al estructurar recorridos temáticos que permiten observar *in situ* elementos geomorfológicos relevantes, facilitando su comprensión y promoviendo su conservación (García y Carcavilla, 2009).

Los geoparques reconocidos por la UNESCO, como el de las Montañas do Courel, han demostrado ser espacios privilegiados para la educación en geociencias, al funcionar como auténticas aulas al aire libre donde se fomenta el aprendizaje científico, cultural y paisajístico en un entorno natural (Martínez-Martín *et al*., 2023) Esta perspectiva refuerza el papel de las georrutas como herramientas clave en la educación ambiental y el desarrollo sostenible.

Esta contribución propone una georruta centrada en la identificación, análisis y valoración del patrimonio geomorfológico del valle de A Seara, en la Sierra del Courel. A través de una serie de paradas seleccionadas por su interés geomorfológico, se abordan aspectos como la litología, la tectónica y las formas y procesos glaciares y periglaciares, integrando criterios de interés científico, didáctico y patrimonial.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El valle de A Seara se localiza en la vertiente nororiental de la Sierra del Courel (provincia de Lugo, Galicia), y forma parte del Geoparque Mundial UNESCO Montañas do Courel. El área de estudio está compuesta por cuatro cumbres principales: Formigueiros (1.639 m), Os Castros (1.619 m), O Mallón (1.593 m) y Murelos (1.591 m) (Figura 1). La red fluvial está formada por los cauces de Os Chaos y el río Lagoa, que desembocan en el río Morelos, tributario a su vez del río Quiroga. Desde el punto de vista litológico, en la cabecera del valle dominan las cuarcitas silúricas, mientras que en los sectores intermedios y bajos afloran pizarras y areniscas también del Silúrico. Asimismo, hay intrusiones de diabasa. Climáticamente, el área se encuadra en el tipo Csb de la clasificación de Köppen, con precipitaciones anuales de entre 800 y 2.000 mm y amplitudes térmicas marcadas. Atendiendo a la biogeografía, este ámbito pertenece a la región Eurosiberiana, con un dominio del piso montano. La vegetación arbórea está integrada principalmente por abedules (*Betula celtiberica*) y rebollos (*Quercus pynenaica*). Pero sin duda, la mayor parte del espacio está ocupada por formaciones arbustivas de landa atlántica.

Las actividades humanas tradicionales, como la ganadería y la minería, han dejado su huella en el paisaje, que en la actualidad está experimentando un proceso de revalorización turística gracias al geoparque.

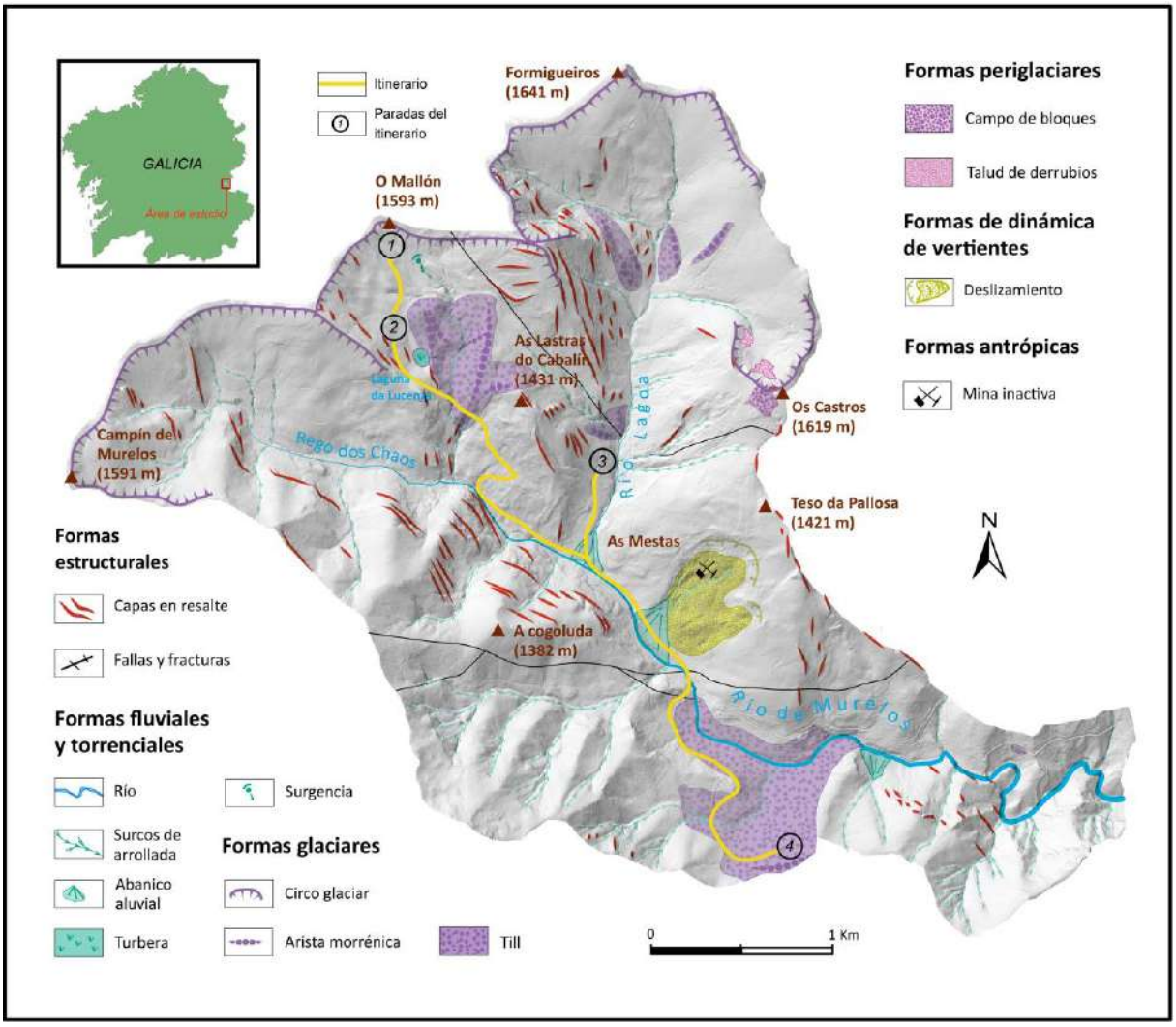


Figura 1. Mapa geomorfológico y de localización del área de estudio.
Figure 1. Gemorphology and location map of the study area.

3. CONTENIDOS DEL ITINERARIO

Los contenidos del trabajo han sido preparados a partir de la metodología clásica de este tipo de aportaciones, en las que se distinguen tres fases consecutivas: i) fase de planificación general, ii) fase de recogida y selección de materiales y iii) fase de elaboración de la georruta (Ruiz-Fernández, 2002).

Parada 1: Pico O Mallón. Contexto geológico y geomorfológico

El itinerario se inicia en la cabecera del valle de A Seara, en las inmediaciones del Pico O Mallón (1.588 m), que ofrece una posición estratégica para interpretar la configuración física del relieve.

La litología cuarcítica, altamente resistente a la erosión, ha favorecido la conservación de estas geoformas, que muestran perfiles romos y superficies pulidas por la acción del hielo. La litología del área juega un papel determinante en la morfología del valle. En los sectores medio y bajo predominan rocas más deleznables como pizarras y areniscas del Silúrico, mientras que en la cabecera afloran las cuarcitas silúricas (junto a las diabasas ya mencionadas), mucho más resistentes a la erosión. Éstas se disponen en capas con orientación E-O, formando bandas paralelas que condicionan la presencia de escarpes rocosos y perfiles abruptos en las laderas. El roquedo se encuentra plegado, fracturado y con un buzamiento generalizado hacia el SO, lo que genera una disimetría evidente entre las vertientes del valle. Además, se identifican sistemas de fracturas con direcciones NO-SE y NE-SO, que influyen directamente en la configuración del relieve y en la disposición de los circos glaciares (Pérez-Alberti, 2021).

Desde este punto elevado se observa con claridad la estructura trilobulada de la cabecera glaciar, compuesta por cuatro circos excavados sobre cuarcitas, con altitudes comprendidas

entre 1.569 y 1.641 m. Estos circos presentan una disposición escalonada y orientaciones predominantemente hacia el sureste, lo que favoreció la acumulación nival durante el Pleistoceno. Destaca el circo de Os Castros, orientado al noroeste, como excepción significativa a esta tendencia (Figura 1).

Parada 2: Laguna da Lucenza

Desde el Pico O Mallón se desciende hacia el circo glaciar donde se emplaza la Laguna da Lucenza (1.380 m), una de las geoformas más emblemáticas del valle de A Seara. Esta parada permite analizar la interacción entre procesos glaciares y postglaciares, así como valorar el papel de las lagunas de colmatación glaciar como archivos naturales de la historia climática.

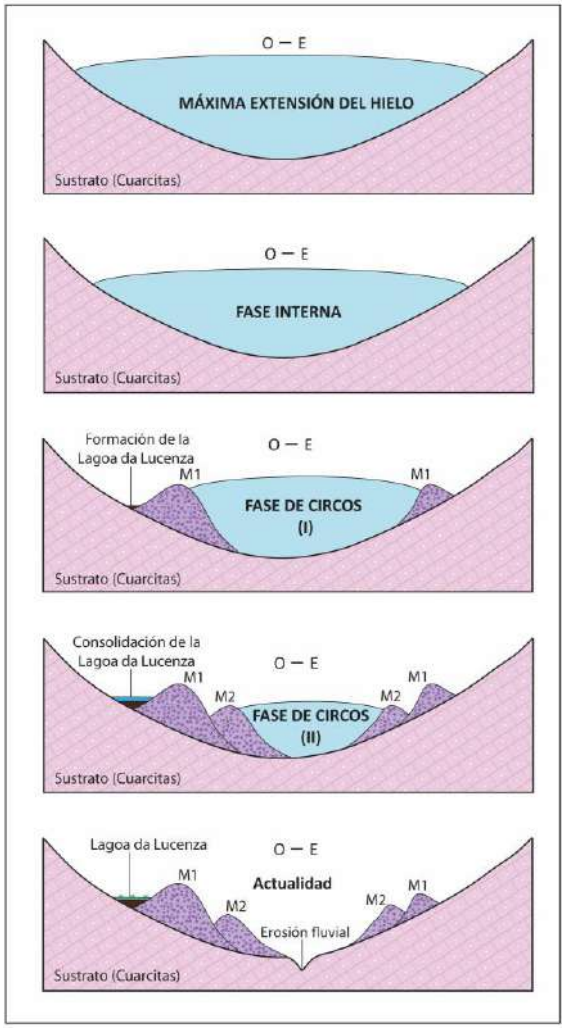


Figura 2. Esquema de la deglaciación del Valle de A Seara.
Figure 2. Deglaciation diagram of the A Seara Valley.

Esta laguna fue coetánea a las últimas fases de la evolución del glaciar de A Seara. Concretamente se formó al inicio de la "fase de circos", al quedar esta área cerrada, desde el punto de vista del drenaje, entre una morrena lateral y la vertiente cuarcítica sobre la que se apoya la anterior (Figura 2). La datación radiocarbónica del fondo de la laguna de 17,9 ka BP (Muñoz-Sobrino *et al*., 2001), calibrada posteriormente en 21 ka cal BP (Iriarte-Chiapusso *et al*., 2016), constituye un indicador clave para establecer el momento de deglaciación de este punto concreto del valle. Sin embargo, la Laguna da Lucenza se sitúa fuera del complejo morrénico principal de la "fase de circos", lo que deja claro que no se formó con posterioridad a las últimas fases glaciares en la Sierra del Courel, sino que su génesis fue coetánea a ellas.

En efecto, en el circo de O Mallón se conservan varias generaciones de morrenas, que permiten reconstruir dos fases glaciares diferenciadas ("fase de circos" I y II), con el glaciar ya recluido dentro de su propio circo. Las morrenas presentan disposiciones arqueadas y están compuestas por cantos y bloques de cuarcita dentro de una matriz fina.

Actualmente, la laguna da Lucenza se encuentra en proceso de colmatación, funcionando como una turbera, lo que la convierte en un excelente registro paleoambiental (Muñoz-Sobrino *et al*., 2001; Iriarte-Chiapusso *et al*., 2016).

Parada 3: Sector intermedio del valle

Desde esta parada, que se corresponde con el tramo intermedio del valle de A Seara (1.200-1.300 m de altitud), se tiene una vista privilegiada a la ladera opuesta del valle, en la que se pueden observar los campos de bloques relictos situados al sur del circo de Os Castros. Estas acumulaciones caóticas de bloques de gran tamaño son el resultado, bajo condiciones climáticas pasadas, de procesos de gelifracción y transporte en relación con la existencia de permafrost, todo ello favorecido por la elevada fracturación del roquedo cuarcítico. Valle abajo, se identifican dos umbrales glaciares labrados sobre cuarcitas y pizarras. Estas superficies presentan formas suavemente aborregadas y estrías glaciares bien conservadas, que permiten reconstruir la dirección del flujo del hielo.

Finalmente, en este mismo sector se observan varios abanicos aluviales que constituyen elementos clave en la dinámica sedimentaria del valle. Estos abanicos se han formado por la acumulación de materiales arrastrados por procesos torrenciales y de escorrentía concentrada. Su morfología en abanico, con superficies suavemente inclinadas y textura heterométrica, refleja la interacción entre la pendiente, el caudal y la carga sedimentaria.

Cabe señalar que en el sector oriental de As Mestas se localiza una antigua explotación

minera, cuya presencia ha modificado parcialmente la morfología original del valle, favoreciendo el desarrollo de un gran deslizamiento.

Parada 4: Aldea de A Seara

La última parada se sitúa en las inmediaciones de la aldea de A Seara (1.112 m), donde se conserva una morrena fronto-lateral poligénica de gran entidad. Esta morrena, con una longitud de 340 m y una potencia visible de 21 m, fue generada por el glaciar de A Seara durante las fases de "Máxima Extensión del Hielo" (MEH) e "Interna" (Figura 2). Su disposición y composición permiten interpretar una evolución glaciar compleja, marcada por avances y retrocesos sucesivos que han dejado una impronta significativa en el paisaje actual.

Las dataciones cosmogénicas obtenidas en este sector, con dos grupos de edades de entre 23,8 y 18,9 a 18,2 ka, que deben ser interpretadas como edades mínimas, pues los bloques muestreados estuvieron recubiertos por sedimentos hasta su posterior exhumación, indican la existencia de una fase de avance glaciar previa al Último Máximo Glaciar global (UMGg), y de otra coetánea con el UMGg (González-Díaz, 2024).

Los depósitos glaciares acumulados en este tramo final del valle han condicionado de forma notable la morfología del terreno, generando superficies relativamente llanas y bien drenadas, que han favorecido el desarrollo edáfico y el potencial agronómico de la zona. Estas condiciones han propiciado históricamente el asentamiento humano y el desarrollo de actividades agroganaderas. Así, las actuales superficies de prados y cultivos vinculadas a la aldea de A Seara encuentran su origen en estos materiales morrénicos, que han sido aprovechados durante generaciones.

En el contexto del Geoparque Montañas do Courel, esta parada adquiere un valor educativo y patrimonial destacado, al integrar la interpretación geomorfológica con la dimensión humana del paisaje.

4. CONCLUSIONES

La georruta propuesta en el valle de A Seara permite interpretar de forma integrada el patrimonio geomorfológico de la Sierra del Courel a través de cuatro paradas temáticas. En la primera parada, situada en el Pico O Mallón, se analiza el contexto litológico y tectónico de la cabecera glaciar, destacando la disposición trilobulada de los circos excavados sobre cuarcitas. La segunda parada, en la Laguna da Lucenza, permite comprender el proceso de deglaciación y su transición hacia una de turbera. En el sector intermedio del valle, tercera parada, se identifican campos de bloques, umbrales glaciares y abanicos aluviales permitiéndonos reconocer procesos glaciares, periglaciares y torrenciales. Finalmente, en la aldea de A Seara se documenta una morrena poligénica que permite inferir dos fases glaciares, una previa y otra coincidente con el UMGg, cuya presencia ha condicionado el uso tradicional del suelo y refuerza el valor cultural del paisaje. Esta propuesta, enmarcada en el Geoparque Mundial UNESCO Montañas do Courel, combina criterios científicos, educativos y patrimoniales.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Geoparque Mundial UNESCO Montañas do Courel por su apoyo institucional y por facilitar el acceso al territorio para el desarrollo de este trabajo. Asimismo, se agradece al Grupo de Desarrollo Rural Ribeira Sacra la financiación del proyecto "Evolución glaciar de las Montañas do Courel a partir de la aplicación del método de dataciones por isótopos cosmogénicos. Proyecto Geoparque Mundial de la UNESCO" (Referencia: FUO-19-112), que ha permitido la obtención de datos clave para la reconstrucción geomorfológica del valle de A Seara. Este trabajo se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

García, Á. y Carcavilla, L. (2009). Geological heritage and geoconservation in Spain: Past, present, and future. *Geoheritage*, 1 (1), 1-10. https://doi.org/10.1007/s12371-009-0006-9

González Díaz, B. (2024). Geomorfología glaciar en el sector Noroeste de la Península Ibérica: reconstrucción y geocronología. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo.

Iriarte-Chiapusso, M.J., Muñoz-Sobrino, C., Gómez-Orellana, L., Hernández-Beloqui, B., García-Moreiras, I., Fernández Rodriguez, C., Heiri, O., Lotter, A.F. y Ramil-Rego, P. (2016a). Reviewing the Lateglacial–Holocene transition in NW Iberia: a palaeoecological approach based on the comparison between dissimilar regions. *Quaternary International*, 403, 211-236.

Martínez-Martín, J.E., Mariñoso, P.E., Rosado-González, E M. y Sá, A.A. (2023). UNESCO Global Geoparks vs. Education: a 10-Year Bibliometric Analysis. *Geoheritage*, 15 (34). https://doi.org/10.1007/s12371-023-00802-3

Muñoz-Sobrino, C., Ramil-Rego, P., y Rodríguez, M.A. (2001). Vegetation in the mountains of northwest Iberia during the last glacial–interglacial transition. *Vegetation History and Archaeobotany*, 10, 7-21.

Pérez-Alberti, A. (2021). El patrimonio glaciar y periglaciar del Geoparque Mundial UNESCO Montañas do Courel (Galicia). Cuaternario y Geomorfología, 35 (1-2). 79-98. https://doi.org/10.17735/cyg.v35i1-2.89295

Ruiz-Fernández, J. (2002). Recursos didácticos en Geografía Física: itinerario pedagógico sobre paisaje natural del oriente de Asturias. *Espacio Tiempo y Forma. Serie VI, Geografía*, 15, 147-163. https://doi.org/10.5944/etfvi.15.2002.2596



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 441-444. ISBN: 978-84-10345-81-2

EL PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO DE LA VERTIENTE ASTURIANA DEL PUERTO DE VENTANA: UNA PROPUESTA DE GEORRUTA

The geomorphological heritage of the Asturian slope of Puerto de Ventana: a georoute proposal

Benjamín González-Díaz[1], Jesús Ruiz-Fernández[1], David Gallinar[1], Fernando Fresnedo-Guillem[1], Mirella Ochoa-Álvarez[1]

1. Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo, gonzalezbenjamin@uniovi.es

Abstract: This study presents a georoute on the Asturian slope of Puerto de Ventana to interpret geomorphological heritage. The area, with pseudo-Appalachian relief and quartzitic lithologies, allows analysis of key geodynamic processes through four stops: the general geomorphological context of the valley; Pico del Cuervo, with moraines from various glacial stages; Pico de Ferreirúa, featuring cirque glaciers and a relict rock glacier; and Collado de Ferreirúa, illustrating the transition between glacial and periglacial environments, with landforms linked to both the Late Glacial and current periglacial morphodynamics.

Palabras clave: Puerto de Ventana, georruta, paleoglaciar, glaciar rocoso, periglaciarismo.
Keywords: Puerto de Ventana, georoute, paleoglacier, rock glacier, periglacial processes.

1. INTRODUCCIÓN

El patrimonio geomorfológico constituye un recurso de gran valor científico, educativo y cultural, al permitir la interpretación de procesos geodinámicos y formas del relieve que configuran la memoria geológica del territorio (Reynard y Panizza, 2005). En este contexto, las georrutas se consolidan como herramientas pedagógicas eficaces para la divulgación y puesta en valor de dicho patrimonio, al articular recorridos temáticos que permiten observar *in situ* elementos geomorfológicos de interés, favoreciendo su comprensión y conservación (García-Cortés y Carcavilla, 2009).

La presente contribución propone una georruta centrada en la identificación, análisis y valoración del patrimonio geomorfológico de la vertiente asturiana del Puerto de Ventana. A través de una serie de paradas seleccionadas por su interés geomorfológico, se abordan aspectos como la litología, la tectónica, las formas y procesos glaciares y periglaciares, integrando criterios de interés científico, didáctico y patrimonial.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El Puerto de Ventana se sitúa en la divisoria de aguas entre Asturias y Castilla y León, marcando también el límite administrativo entre ambas comunidades autónomas. El área incluye cuatro cumbres destacadas: Boquerón de Ventana (1.713 m), Pico del Cuervo (1.757 m), Pico de Ferreirúa (1.977 m) y Pico del Águila (1.822 m). El río la Puerca, afluente del Páramo, es el cauce principal de este valle. El área presenta una litología diversa, con presencia de cuarcitas ordovícicas, pizarras silúricas, areniscas y calizas cámbricas, además de lutitas carboníferas, organizadas en estructuras plegadas y cabalgamientos. El clima, según la clasificación de Köppen, se corresponde con los tipos Cfsc y Dfsc. Desde el punto de vista biogeográfico, este ámbito pertenece a la región Eurosiberiana y, dentro de ella, a la subprovincia Cantabroatlántica, con tres pisos de vegetación presentes: el colino, integrado principalmente por bosques de castaños (*Castanea sativa*) y robles comunes (*Quercus robur*); el montano, con robledales albares (*Quercus petraea*), hayedos (*Fagus sylvatica*) y abedulares (*Betula celtiberica*); así como el subalpino, dominado por matorrales de landa atlántica. Todo ello convierte al Puerto de Ventana en un enclave de gran interés para el tipo de propuestas pedagógicas como la aquí presentada.

1. CONTENIDOS DEL ITINERARIO

Los contenidos de esta contribución han sido confeccionados siguiendo la metodología clásica que se aplica a este tipo de trabajos, en los que se distinguen tres fases encadenadas sucesivamente: i) fase de planificación general, ii) fase de recogida y selección de materiales y iii) fase de elaboración de la georruta (Ruiz-Fernández, 2002).

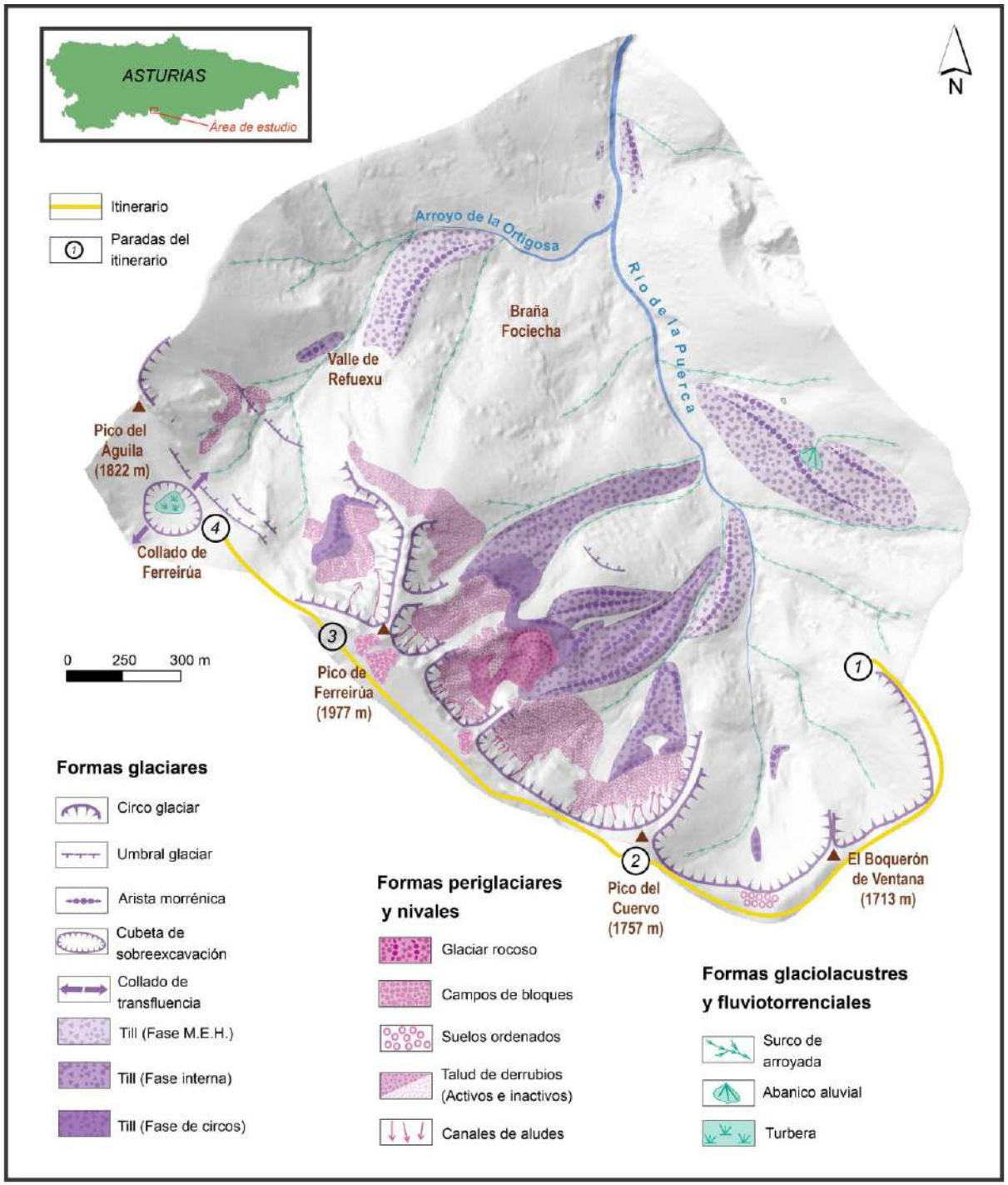


Figura 1. Mapa geomorfológico y de localización del área de estudio.
Figure 1. Gemorphology and location map of study area.

Parada 1: Contexto geológico y geomorfológico

Para facilitar la contextualización del área de estudio desde un punto de vista físico, el valle de Ventana se puede dividir en tres sectores: la cabecera glaciar, el sector intermedio y el sector inferior. La cabecera glaciar está labrada sobre las cuarcitas de la Fm. Barrios (Ordovícico), mientras que en el área del Collado de Ferreirúa afloran las pizarras negras de la Fm. Formigoso (Silúrico inferior). Por su parte, los sectores intermedios de la misma vertiente están integrados por las areniscas y pizarras de la Fm. Oville (Ordovícico inferior), y por las calizas de la Fm. Láncara (Cámbrico inferior). En el sector inferior del valle afloran las lutitas de la Fm. Santo Emiliano (Carbonífero superior). Todos estos materiales forman una escama cabalgante que a su vez está cabalgada por el norte por otra integrada en el área frontal por una unidad de

conglomerados, areniscas, pizarras y capas de carbón (Carbonífero superior).

Atendiendo a la geomorfología, como el resto del sector occidental del Macizo Asturiano (y el central en parte), el área presenta un relieve de tipo pseudoapalachense (González-Díaz *et al*., 2021). El área presenta abundantes formas de origen glaciar, tanto erosivas (circos glaciares, cubetas de sobreexcavación, umbrales, rocas aborregadas) como de tipo sedimentario (depósitos en forma de arcos y cordones morrénicos). También abundan formas y depósitos periglaciares y nivales activos (canales de aludes, taludes de derrubios), así como relictos (campos de bloques y un glaciar rocoso).

Parada 2: Pico del Cuervo

El Pico del Cuervo constituye un excelente punto de observación para analizar la evolución glaciar del valle de Ventana. Durante la fase de Máxima Extensión del Hielo (MEH), el glaciar principal alcanzó una extensión máxima de 491,3 ha, con una lengua que descendía hasta alcanzar los 1.016 m de altitud, donde se conservan los retazos morrénicos más bajos (Figura 1). Las evidencias sedimentarias del valle permiten reconstruir un glaciar alpino compuesto de gran potencia, con espesor máximo de hielo de 198 m. En la Fase Interna, el sistema glaciar se fragmentó en glaciares alpinos menores. En el entorno del Pico del Cuervo se desarrollaron dos lenguas independientes: una al noroeste y otra al noreste del citado pico.

Estas lenguas, de entre 0,82 y 1,18 km de longitud, dejaron depósitos morrénicos bien definidos en los que se pueden observar bloques de dimensiones métricas de cuarcita sobre la cresta de las morrenas. La disposición de estos depósitos, junto con su altitud (entre 1.355 y 1.594 m), refleja un retroceso significativo del hielo respecto a la fase anterior, llegando a producirse una pérdida del 90% del volumen total del hielo con respecto a la fase de MEH.

Los estudios geocronológicos realizados en el Puerto de Ventana han determinado que la fase de MEH fue anterior al Último Máximo Glaciar Global (UMGG). Esta fase se sitúa entre 65 y 52 ka. Posteriormente, se produjo una nueva fase de avance glaciar, coetánea al UMGG, que se manifiesta en la Fase Interna, caracterizada por una subdivisión del sistema glaciar en lenguas de menor entidad (González-Díaz *et al*., 2024).

Parada 3: Pico de Ferreirúa

El grupo de cuatro circos glaciares en torno al Pico de Ferreirúa alberga las formas más paradigmáticas de la fase de glaciares de circo del área de estudio. En dicha fase existieron un total de cinco glaciares de circo. Estos glaciares se desarrollaron en circos orientados al noreste y noroeste, donde las condiciones topoclimáticas favorecieron la persistencia del hielo. En esta última fase se estima una pérdida del 96% del volumen total del hielo con respecto a la MEH.

Uno de los elementos más destacados de esta parada es el glaciar rocoso relicto situado en el interior del circo noreste del Ferreirúa (Figura 1). Presenta una morfología de tipo lobado o de lengua, con una longitud de 346 m y una superficie de 5,24 ha. Está compuesto por bloques de cuarcita dispuestos en una sucesión de cuatro arcos principales. Su génesis está directamente relacionada con periodos fríos finipleistocenos, y su conservación actual se debe tanto a la litología silícea del sustrato como a su orientación protegida. También cabe mencionar el campo de bloques situado en el área culminante del cordal, aunque en su caída hacia la vertiente leonesa. Se pueden identificar un total de 3 campos de bloques, con una superficie total de 1,74 ha.

Las investigaciones geocronológicas en este sector aluden a que esta última fase glaciar registrada en el Puerto de Ventana se sitúa en la transición entre el Oldest Dryas y el interestadial Bølling–Allerød, momentos de inestabilidad climática que marcaron el final del Pleistoceno (González-Díaz *et al*., 2024). Durante esta etapa, los glaciares se retrajeron a sus áreas de acumulación más favorables, dando lugar a pequeños glaciares de circo y formas asociadas a condiciones periglaciares, como los glaciares rocosos. La coexistencia de glaciares de circo y glaciares rocosos en este sector permite interpretar una transición climática hacia condiciones más templadas, en las que el hielo residual se mantuvo en enclaves topográficos favorables, mientras que en el resto del valle se imponían ya procesos periglaciares.

Parada 4: Collado de Ferreirúa

El Collado de Ferreirúa, a 1.629 m de altitud, constituye una parada clave para comprender la interacción entre procesos glaciares y periglaciares (Figura 1). Durante la MEH, este collado actuó como área de transfluencia glaciar entre las vertientes asturiana y leonesa, permitiendo la conexión entre las lenguas de hielo que descendían desde el Pico del Cuervo y el Pico del Águila. En este punto se conserva una cubeta de sobreexcavación glaciar, cerrada por un umbral y actualmente colmatada por una

turbera, que constituye un excelente registro de la evolución postglaciar de este sector.
En las inmediaciones del collado se identifican también umbrales glaciares labrados sobre cuarcitas, así como campos de bloques relictos situados en la línea de cumbres. Estos campos son testigos de la antigua presencia de permafrost y de procesos de gelifracción intensos durante el Pleistoceno.
Además, a lo largo del recorrido entre las diferentes paradas se perciben otras geoformas de interés. Así, en un rellano entre el Pico del Cuervo y el Boquerón de Ventana se han desarrollado suelos ordenados incipientes, con círculos elongados y bandas lineales generadas por crioturbación. Estas geoformas, junto con los lóbulos de solifluxión y los céspedes almohadillados observados en los bordes de los canchales, reflejan una morfodinámica periglaciar atenuada, con fuerte estacionalidad y limitada por la altitud moderada del sector.

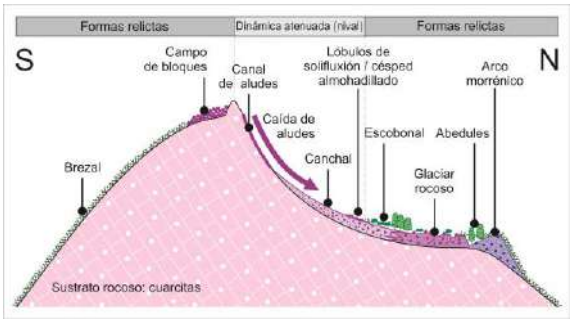


Figura 2. Perfil geomorfológico idealizado de la dinámica periglaciar relicta y actual propia del Puerto de Ventana
Figure 2. Idealized geomorphological profile of the relict and present-day periglacial dynamics characteristic of the Puerto de Ventana.

En los sectores activos de las pedreras se desarrollan procesos como la solifluxión ya reseñada, la arroyada difusa y pequeños flujos de derrubios, mientras que los sectores inactivos están recubiertos por vegetación y líquenes. Además de taludes y conos de derrubios, cabe citar la existencia de 23 canales de aludes que presentan la morfología típica en tobogán, y pendientes de hasta 42º (Figura 2).
Este conjunto de formas y procesos convierte al Collado de Ferreirúa y al resto del recorrido en un laboratorio natural ideal para el estudio de la transición entre ambientes glaciares y periglaciares en las Montañas Cantábricas.

4. CONCLUSIONES

La diversidad litológica, estructural y geomorfológica del área de estudio no solamente refuerza su valor como espacio educativo, sino que también permite una lectura del paisaje como archivo climático.
El Pico del Cuervo se erige como un testigo privilegiado de la dinámica glaciar, al conservar una secuencia de morrenas que permite reconstruir dos fases claramente diferenciadas dentro de la evolución del valle: la fase de MEH y la fase interna. En el entorno del Pico de Ferreirúa, la presencia de depósitos de la fase de glaciares de circo y un glaciar rocoso relicto permite interpretar una etapa de transición climática hacia condiciones más templadas.
El Collado de Ferreirúa representa un enclave idóneo para comprender la interacción entre procesos glaciares y periglaciares. La cubeta de sobreexcavación colmatada por una turbera, los campos de bloques, los taludes de derrubios activos e inactivos, y los suelos ordenados cercanos; configuran un laboratorio natural para el estudio de la morfodinámica periglaciar actual y pasada.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto de investigación PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

García-Cortés, Á. y Carcavilla, L. (2009). Geological heritage and geoconservation in Spain: Past, present, and future. *Geoheritage*, 1(1), 1-10. https://doi.org/10.1007/s12371-009-0006-9

González-Díaz, B., Ruiz-Fernández, J., Rinterknecht, V., Ochoa Álvarez, M., González-Díaz, J.A., Fresnedo Guillem, F. y AsterTeam. (2024). Geocronología de la última glaciación en la vertiente asturiana del Puerto de Ventana (Montañas Cantábricas). En: Socio-ecología, arqueología y geohistoria de los paisajes de montaña ibéricos: una mirada multidisciplinar. CeCodet – Ediciones Trabe, Oviedo, 427-442.

González Díaz, B., Ruíz Fernández, J., García-Hernández, C., Menéndez Duarte, R., y González Díaz, J. A. (2021). Evolución glaciar y morfodinámica periglacial en la zona asturiana de Puerto de Ventana (Cordillera Cantábrica). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 43, 101-134. https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2021.43.0.8841

Reynard, E. y Panizza, M. (2005). Géomorphosites: définition, évaluation et cartographie. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 11 (3), 177–180. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.42

Ruiz Fernández, J. (2002). Recursos didácticos en Geografía Física: itinerario pedagógico sobre paisaje natural del oriente de Asturias. *Espacio Tiempo y Forma. Serie VI, Geografía*, 15, 147-163. https://doi.org/10.5944/etfvi.15.2002.2596

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 445-448. ISBN: 978-84-10345-81-2

ITINERARIO GEOGRÁFICO POR EL ALTO PIGÜEÑA (SOMIEDO, ASTURIAS): UN ENCLAVE GEOMORFOLÓGICO SINGULAR EN LA ALTA MONTAÑA CANTÁBRICA

Geographical itinerary through upper Pigüeña valley (Somiedo, Asturias): a unique geomorphological enclave in the high Cantabrian Mountains

Aida Iglesias Romero[1] y David Gallinar[1]

[1]Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo. UO294312@uniovi.es

Abstract: This geographical itinerary takes place in a high mountain enclave in the western Asturian Massif, specifically in the upper valley of the Pigüeña River (Somiedo, Asturias). This linear route is 9 kilometres long (18 kilometres round trip). It includes six landmarks, between the village of Viḷḷar de Vildas (starting point, at 860 m a.s.l.) and El Puerto Zreizales (ending point, at 1,735 m a.s.l.). The cumulative elevation gain reaches 875 m, allowing for a gradual change in the landscape and landforms. The proposed landmarks highlight different places of special geomorphological interest, in particular.

Palabras clave: Somiedo, itinerario, patrimonio geomorfológico, montaña, paisaje.
Keywords: Somiedo, itinerary, geomorphological heritage, mountain, landscape.

1. INTRODUCCIÓN

Un itinerario geográfico consta de un recorrido planificado con una serie de paradas en las que se puede observar, explicar e interpretar un contenido temático (Huo y Serrano, 2022; González Díaz *et al*., 2024), siendo el caso que nos ocupa el paisaje y la geomorfología. En esta línea ya se han elaborado algunas propuestas en Asturias (Ruiz Fernández, 2002; García Hernández *et al*., 2019; Rodríguez Pérez *et al*., 2019; Gallinar *et al*., 2025). Asimismo, los itinerarios didácticos son una metodología óptima para el desarrollo y la consolidación del Patrimonio y los Lugares de Interés Geomorfológico (González Amuchastegui *et al*., 2014; Reynard y Coratza, 2016; Gallinar *et al*., 2024; Ruiz Pedrosa, 2024).

Área de estudio

La cabecera del río Pigüeña se ubica en el sector sudoccidental de Asturias, y más concretamente en el concejo de Somiedo (Figura 1). Este espacio fue declarado Parque Natural en 1988, siendo el primero de Asturias, y posteriormente Reserva de la Biosfera en el año 2000, con el relieve, las formas de modelado, el paisaje y la biodiversidad como parte fundamental de la idiosincrasia de Somiedo (De las Heras Ochoa, 2016).

Ya específicamente en el alto Pigüeña, el área de estudio cuenta con una extensión de 3500 hectáreas, siendo las cumbres más destacadas, por altitud, El Cornón (2188 m s.n.m.), El Cogoḷḷu Ceboḷḷéu (2089 m s.n.m.), El Cornín (2059 m s.n.m.), Los Raxos (2052 m s.n.m.), Pena Bermeya (2039 m s.n.m.) y Sierra Pelada (2038 m s.n.m.), mientras que la cota de menor altitud se ubica en el cementerio de Viḷḷar de Vildas (800 m s.n.m.), por lo que existen casi 1400 m de diferencia entre la máxima y la mínima altitud.

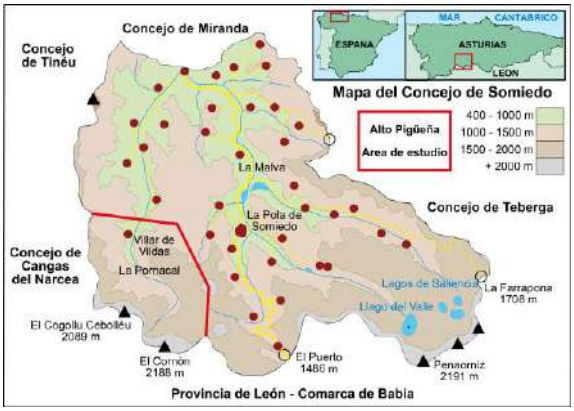


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio (elaboración propia).
Figure 1. Location map of the study area (own elaboration).

La litología local está dominada por las areniscas, las cuarcitas y las pizarras de edades que van desde las últimas etapas del Precámbrico hasta el Devónico. Asimismo, también existe un enclave donde afloran calizas devónicas (Julivert *et al*., 1968, Crespo Zamorano *et al*., 1982).

Respecto a las condiciones climáticas, los vientos predominantes del oeste, procedentes del Atlántico, dan lugar a abundantes precipitaciones, pudiendo superar los 2000 mm anuales en las cumbres, de las cuales el ~70 % son en forma de nieve (Muñoz Jiménez, 1982; Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015).

2. METODOLOGÍA

Para la elaboración del presente itinerario geográfico se ha seguido la metodología tradicional empleada por otros autores (García Hernández *et al*., 2019; Gallinar *et al*., 2025) en este tipo de obras, la cual consta de tres partes:

1) Recopilación de fuentes y documentos bibliográficos. En este punto se abordó todo lo relativo a la búsqueda de información existente, la cual consistió en identificar todos los documentos científicos relevantes en este sentido, así como su lectura para la toma de ideas e información significativa. Para ello se utilizaron buscadores y repositorios como Web of Science (WoS), Scopus, Dialnet, Google Académico, ResearchGate y el Repositorio de la Universidad de Oviedo. Asimismo, se consultó cartografía, como los Mapas Topográficos Nacionales del Instituto Geográfico Nacional y el Mapa Geológico, del Instituto Geológico y Minero de España.

2) Reconocimiento y trabajo de campo. Consistió principalmente en el recorrido personal por el área de estudio, identificando todas las formas y procesos de modelado, así como las estructuras identificables. Todo ello fue anotado en el cuaderno de campo y fotografiado. Dicho trabajo se acompañó de fotointerpretación y dibujo *in situ* de las morfologías identificadas en una imagen del PNOA.

3) Elaboración del itinerario geográfico. Por último, se elaboró el itinerario geográfico, proponiendo una serie de paradas y Lugares de Interés Geomorfológico, se redactó y se acompañó del material elaborado en los puntos anteriormente descritos.

3. RESULTADOS

El itinerario propuesto cuenta con una longitud de 18 kilóm debido al carácter lineal de la ruta –ida y vuelta- y ~850 m de desnivel. La dificultad del itinerario es baja, siendo la longitud el mayor escollo (Figura 2). Se recomienda llevar ropa adecuada al entorno, así como avituallamiento y bebida suficientes.



Figura 2. Mapa con el itinerario y las paradas propuestas (elaboración propia con base del Mapa Topográfico Nacional).

Figure 2. Map with the itinerary and proposed stops (prepared by the authors based on the National Topographic Map).

Parada 1. Viḷḷar de Vildas

El itinerario propuesto parte de la localidad de Viḷḷar de Vildas (851 m s.n.m.), siguiendo el PR®-AS 14.1: Viḷḷar de Vildas-La Pornacal-Braña Viecha o de Los Cuartos.

Tras abandonar el aparcamiento, el sendero discurre por el fondo del valle, a la par del río Pigüeña. Todavía en la localidad, se observan taludes de derrubios (conocidos localmente como *ḷḷeiras*), testigos de la actividad periglaciar, actualmente relicta a esta altitud (Castañón y Frochoso, 1994), ya que se aprecian signos de estabilidad (cobertura vegetal en gran parte de los mismos). Tras abandonar la población, a mano derecha hay varios bloques erráticos, en algunos casos con estrías glaciares, que evidencian el paso de una lengua glaciar hasta estas cotas (Muñoz Jiménez, 1980; Menéndez Duarte, 1994; Menéndez Duarte y Marquínez, 1996; Rodríguez Rodríguez *et al*., 2015; Ruiz Fernández *et al*., 2022). La propia morfología del valle, abierto, también sugiere una herencia glaciar. Al fondo (hacia el sur), se observa El Cogoḷḷu Ceboḷḷéu, con un circo glaciar en el que los neveros suelen perdurar hasta comienzos del verano (lógicamente, con amplia variabilidad interanual).

Parada 2. La Pornacal

Tras un recorrido de 3,6 kilóm se arriba a la braña de La Pornacal, a 1200 m s.n.m. Este

conjunto de *teitos* (cabañas tradicionales del concejo de Somiedo cuya techumbre se hace a base de *xinesta*, *escoba* o retama (*Cytisus scoparius*)) es uno de los mayores y mejor conservados de este Parque Natural, clasificándose como equinoccial (principal uso en primavera y otoño). Existe una disimetría en la vegetación de las vertientes según su insolación y el aprovechamiento humano, dominando en la margen derecha (orientación norte) el hayedo (*Fagus Silvatica*) de Las Sendas, mientras que a la izquierda (orientación sur) abunda el *gorbizal* o brezal (*Calluna vulgaris*), además de las *xinestas*.

Geomorfológicamente destaca por la forma del valle, ya que a la salida de esta braña se aprecia la abrasión glaciar y la característica forma de «U» abierta, en artesa, la cual ha sido retocada tras la retirada del hielo por procesos periglaciares, el modelado de los aludes de nieve, de vertientes y el encajamiento del río (Frochoso y Castañón, 1997; Vázquez Tarrío, 2009).

Parada 3. Braña Viecha o Braña Los Cuartos

Seguidamente, tras un ascenso de ~2,5 kilóm de longitud, en los que se observa la cascada de El Corralón, se encuentra Braña Viecha o Braña Los Cuartos, a 1400 m s.n.m. Dicho conjunto de cabañas se ubica en el fondo del valle, en un sector utilizado para el pastoreo y la trasterminancia, aún activa. El PR seguido hasta el momento finaliza en este punto, desde el cual se presenta una vista de El Vaḷḷe Zreizales, que precede la comarca de Ḷḷaciana.

Al sur de este enclave, se observa Pena Canseco (1951 m s.n.m.), la única con sustrato de caliza de toda el área de estudio. En ella se aprecian desprendimientos, canales y conos de aludes, así como movimientos de ladera lentos asociados a la solifluxión que han formado lóbulos de solifluxión y bloques aradores. Asimismo, la erosión permite ver la estructura interna del sustrato rocoso, el cual muestra la estratificación y el buzamiento de las capas.

4. El Pioyu

Más adelante, el camino toma una orientación hacia el sudoeste, y a ~1,2 kilóm se atraviesa un sector con abundante material morrénico, a 1450 m s.n.m., procedente del circo glaciar de El Cornón, techo de este sector.

Se puede observar como en la pared izquierda (este) existen hasta tres niveles de morrenas bien definidos, herencia de diferentes pulsaciones del glaciar que de desarrolló aquí durante el Último Ciclo Glaciar del Pleistoceno. Además, las pedreras que se desarrollan están claramente activas, ya que se aprecian procesos recientes y frescos, lo cual denota actividad periglaciar a partir de ~1800 m s.n.m.

Parada 5. La Paredona

Tras ~800 m más de recorrido se accede al glaciar rocoso de El Cornín (Redondo Vega *et al*., 2010; Gómez Villar *et al*., 2011), compuesto por bloques de cuarzoarenisca y cuyas dimensiones máximas son 500 m de longitud por 400 m de anchura, el cual está cerrado frontolateralmente por una morrena glaciar bien definida, situándose su frente a 1600 m s.n.m., mientras que su raíz parte de 1730 m s.n.m.

Parada 6. El Puerto Zreizales

La última parada se ubica a ~700 m de la anterior, siendo asimismo el punto más elevado del itinerario, a 1735 m s.n.m. Desde este sector, al cual se accede previo paso por un lago con turbera cerrado al frente por una morrena, se observan morfologías asociadas a la solifluxión, así como indicios de haber alcanzado el piso periglaciar inferior, con pedreras activas. Es también el enclave donde nacen varios regueros, conformando zonas turbosas en las laderas, las cuales ayudan a que fluya el terreno (Menéndez Duarte *et al*., 2017). Asimismo, supone una atalaya desde la que visualizar parte del recorrido realizado y las formas de modelado ya descritas.

4. CONCLUSIONES

El presente itinerario geográfico, centrado en las formas de modelado, las estructuras y el paisaje del alto Pigüeña, atraviesa numerosos enclaves susceptibles de ser Lugares de Interés Geomorfológico, proponiendo para su observación seis paradas. Entre las geoformas identificadas destacan: un glaciar rocoso, morrenas glaciares, bloques erráticos, canales y conos de aludes y formas solifluidales.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte del Proyecto de Innovación Docente «Geoitinerante», de la Universidad de Oviedo, con número de expediente: 235881.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Castañón, J.C. y Frochoso, M. (1994). El periglaciarismo de la Corfillera Cantábrica. En: A. Gómez Ortiz, M. Simón Torres y F. Salvador Franch (Eds.),

Periglaciarismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. Monografías de la SEG, 7. 75-91.

Crespo Zamorano, A., Laboratorio ENADIMSA y Departamentos de Paleontología y Geotectónica de la Universidad de Oviedo (1982). *Memoria de la Hoja 76 (Pola de Somiedo), del Mapa Geológico Nacional (MAGNA)*. Instituto Geológico y Minero de España. 51 p.

De las Heras Ochoa, B.E. (2016). *Ordenamiento territorial sostenible en el Parque Natural de Somiedo*. Trabajo Fin de Máster. Universidad de Oviedo. 44 p.

Frochoso, M. y Castañón, J.C. (1997). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En: A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (Eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. 65-137.

Gallinar D., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. y Ochoa Álvarez, M. (2024). El patrimonio geomorfológico del Macizo de Peña Ubiña: propuesta de lugares de interés geomorfológico en un espacio natural protegido. *Investigaciones Geográficas, 81*, 131-154. https://doi.org/10.14198/INGEO.25016

Gallinar D., Ochoa Álvarez, M., García Hernández, C. y Ruiz Fernández, J. (2025). El patrimonio paisajístico y geomorfológico de la alta montaña cantábrica a través de un itinerario por el macizo de Peña Ubiña. *Vegueta. Anuario de la Facultad de Geografía e Historia 25(1)*, 211-235. https://doi.org/10.51349/veg.2025.1.09

García Hernández, C., Ruiz Fernández, J. y Rodríguez Gutiérrez, F. (2019). El fenómeno de los aludes a través de un itinerario didáctico en la Montaña Cantábrica. *Cuadernos Geográficos 58(2)*, 126-151. https://doi.org/10.30827/cuadgeo.v58i2.7293

Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B., Redondo Vega, J.Mª. y Santos González, J. (2011). Distribución de glaciares rocosos relictos en la Cordillera Cantábrica. *Cuadernos de Investigación Geográfica, 37*(2), 49-80. http://dx.doi.org/10.18172/cig.1256

González Amuchastegui, M.ªJ., Serrano, E. y González García, M. (2014). Lugares de interés geomorfológico, geopatrimonio y gestión de espacios naturales protegidos: el Parque Natural de Valderejo (Álava, España). *Revista de Geografía Norte Grande, 59*, 45-64. http://dx.doi.org/10.4067/S0718-34022014000300004

González Díaz, B, Ruiz Fernández, J. y González Díaz, J.A. (2024). La aplicación de los itinerarios pedagógicos virtuales para la enseñanza de la Geografía: una propuesta metodológica. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 101*. https://doi.org/10.21138/bage.3469

Huo, S. y Serrano, E. (2022). El paisaje en las rutas patrimoniales de la «Ruta de la Seda: el corredor Chang'an-Tianshan» (China) y el «Camino de Santiago» en Castilla y León (España). *Revista de geografía Norte Grande, 82*, 173-192. http://dx.doi.org/10.4067/S0718-34022022000200173

Julivert, M., Pello, J. y Fernández García, I. (1968). La estructura del Manto de Somiedo. *Trabajos de Geología, 2*. 1-44.

Menéndez Duarte, R.A. (1994). *Geomorfología del Área de Somiedo (Cordillera Cantábrica, Norte de España). Aplicaciones de los Sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve*. Tesis Doctoral. 254 p.

Menéndez Duarte, R.A. y Marquínez, J. (1996). Glaciarismo y evolución tardiglaciar de las vertientes del valle de Somiedo. Cordillera Cantábrica. *Cuaternario y Geomorfología, 10*(3-4). 21-31.

Menéndez Duarte, R.A., Vázquez Tarrio, D. y Fernández, S. (2017). Gelifluction and another soil creep landforms in the Cantabrian Range (Somiedo Zone). En: J. Ruiz Fernández, C. García Hernández, M. Oliva, C. Rodríguez Pérez y D. Gallinar (Eds.), *Ambientes periglaciares: avances en su estudio, valoración patrimonial y riesgos asociados*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, Oviedo, pág. 90.

Muñoz Jiménez, J. (1980). Morfología estructural y glaciarismo en la Cordillera Cantábrica en la Cordillera Cantábrica: el relieve del Sinclinal de Saliencia. *Ería, 1*. 35-67. https://doi.org/10.17811/ER.0.1980.35-65

Muñoz Jiménez, J. (1982). Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas. En: F. Quirós (Ed.), *Geografía de Asturias*. Tomo 1. Ayalga Ediciones. Salinas. 271 pp.

Ortega Villazán, M.ªT. y 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/INGEO2015.63.04

Redondo Vega, J. M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R. B., y Santos González, J. (2010). *Los glaciares rocosos de la Cordillera Cantábrica*. Secretariado de Publicaciones, Universidad de León. https://hdl.handle.net/10612/24886

Reynard, E. y Coratza, P. (2016). The importance of mountain geomorphosites for environmental education: examples from the Italian Dolomites and the Swiss Alps. *Acta geographica Slovenica, 56(2)*, 291-303. https://doi.org/10.3986/AGS.1684

Rodríguez Pérez, C., Sevilla, J. y Obeso, Í. (2019). Outstanding Atlantic nature and culture for UNESCO World Heritage List: transhumance/trasterminance landscape of Somiedo and Royal Way of La Mesa (Asturian Massif, NW of Spain). *Cuadernos de Investigación Geográfica, 45(2)*, 623-660. https://doi.org/10.18172/cig.3784

Rodríguez Rodríguez, L., Jiménez Sánchez, M., Domínguez Cuesta. Mª.J. y Aranburu, A. (2015). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43-42ºN/7-2ºW). *Quaternary International, 364*, 6-21. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.007

Ruiz Fernández, J. (2002). Recursos didácticos en Geografía Física: Itinerario pedagógico sobre el paisaje natural del Oriente de Asturias. *Espacio, Tiempo y forma, Serie VI, Geografía, 15*, 147-163. https://doi.org/10.5944/etfvi.15.2002.2596

Ruiz Fernández, J., González Díaz, B., Gallinar, D., García Hernández, C. (2022). The glaciers of the Central-Western Asturian Mountains. En: M. Oliva, D. Palacios, J.M.ª Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, Cambridge. 265-288. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00013-X

Ruiz Pedrosa (2024). Patrimonio geomorfológico como recurso didáctico y geoturístico en espacios naturales protegidos: Estudio de casos en las sierras de la Paramera y la Serrota y en el Cañón del río Lobos. Tesis doctoral. Universidad de Valladolid. 422 p. 10.35376/10324/72353

Vázquez Tarrío, D. (2009). *Distribución espacial y análisis estadístico de la reptación del suelo en Somiedo (Cordillera Cantábrica, NW Península Ibérica)*. Tesis de Máster. Universidad de Oviedo. 98 p.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 449-452. ISBN: 978-84-10345-81-2

LABORATORIO FLUVIAL: IMPLEMENTACIÓN DE UN TALLER DE HIDROLOGÍA SUPERFICIAL APLICADA EN EL GRADO DE RECURSOS HÍDRICOS

Fluvial laboratory: implementation of an applied surface hydrology workshop in the Water Resources undergraduate program

Tatiana Izquierdo, Lucía Calvo, Raquel Cerezo Mayoral, Alberto Jiménez y Manuel Abad

Grupo de Investigación en Dinámica de la Tierra y Evolución del Paisaje de la Universidad Rey Juan Carlos. Calle Tulipán s/n 28933 Móstoles, tatiana.izquierdo@urjc.es

Abstract: This contribution presents a teaching experience in surface hydrology within the Water Resources undergraduate program at Universidad Rey Juan Carlos. A low-cost, student-built stream table was integrated into the curriculum to foster active learning and enhance conceptual understanding of fluvial dynamics. The workshop was structured around four experimental scenarios, enabling students to explore channel evolution and geomorphological processes through hands-on inquiry. The activity culminated in group presentations and peer evaluation, promoting collaborative learning and critical thinking. A post-activity survey revealed high levels of student engagement and satisfaction, with strong support for the continued use of this tool in future courses.

Palabras clave: Simulación fluvial, aprendizaje activo, educación en hidrología, geomorfología, grado en Recursos Hídricos.
Keywords: Fluvial simulation, active learning, hydrology education, geomorphology, Water Resources program.

1. INTRODUCCIÓN

En la enseñanza de la Hidrología Superficial es imprescindible aplicar e identificar los conocimientos teóricos adquiridos en el aula a la realidad de los sistemas fluviales. La asignatura que se imparte en el Grado en Recursos Hídricos (ahora Ciencia y Tecnología del Agua) de la Universidad Rey Juan Carlos incluye una práctica de campo que permite observar un instante o fotograma de la evolución fluvial. Sin embargo, es difícil transmitir a los estudiantes la noción de cambio y modificación continuos de la dinámica fluvial, ya que a lo largo de un cuatrimestre es poco probable que un río sufra cambios perceptibles.

En este contexto, las mesas de simulación fluvial (*flumes*) se revelan como herramientas didácticas de gran valor para mejorar los resultados de aprendizaje en el estudio de la dinámica fluvial. Utilizadas desde hace más de un siglo en investigaciones de laboratorio para analizar procesos como la formación de meandros o la erosión (Wikle y Lightfoot, 1997), su aplicación educativa se ha extendido ampliamente, desde la educación infantil hasta la universidad. Su eficacia radica en la posibilidad de observar en tiempo real la interacción dinámica entre el agua en movimiento y los sedimentos, lo que permite al alumnado experimentar directamente con uno de los agentes geomorfológicos más relevantes del modelado de la superficie terrestre (Lillquist y Kinner, 2002).

La incorporación de este tipo de actividades en la docencia universitaria se alinea con los principios pedagógicos establecidos en el Real Decreto 822/2021, que regula la organización de las enseñanzas universitarias en España y que promueve un enfoque formativo centrado en el desarrollo competencial del estudiantado, mediante metodologías activas, participativas y contextualizadas.

En particular, se destaca la necesidad de que la clase magistral comparta protagonismo con estrategias que fomenten el aprendizaje autónomo y experiencial. Por lo que, en este contexto, las mesas de simulación fluvial se convierten en una herramienta didáctica excelente.

Además, los estudiantes deben no solo ser capaces de conceptualizar los procesos hidrológicos sino también de adquirir las habilidades de pensamiento crítico y reflexivo

que les permita hacer frente como futuros profesionales a la incertidumbre asociada al cambio global actual y las posibles respuestas de los sistemas fluviales al mismo.
Así, el objetivo de este taller es la construcción e implementación de una mesa simuladora fluvial que permita a los estudiantes de la asignatura de Hidrología Superficial del grado en Recursos Hídricos optimizar los resultados de aprendizaje relacionados con el funcionamiento de la dinámica de los sistemas fluviales.

2. IMPLEMENTACIÓN Y DESARROLLO DEL TALLER

El diseño del taller se considera como una actividad integral que incluye desde la construcción de la mesa simuladora hasta la evaluación de la actividad por parte de los estudiantes.
Así, se han considerado 4 etapas: (1) construcción de la mesa por parte de los profesores y estudiantes implicados en la actividad; (2) realización de los experimentos de dinámica y geomorfología fluvial por parte de los estudiantes de la asignatura de Hidrología Superficial; (3) presentación de los resultados al resto de compañeros; (4) co-evaluación por parte de la profesora y del resto de compañeros del trabajo realizado (10% de la nota de la asignatura ya considerado en la guía docente).

Construcción de la mesa simuladora fluvial

Aunque existen algunos simuladores disponibles en el mercado, su precio, superior en algunos casos a los 5.000 €, hacen que sean de difícil acceso cuando el objetivo de estos es educativo. Es por ello, que en este caso se plantea la construcción de este simulador basado en los planos de acceso abierto de otras experiencias, por ejemplo, Payne y Fetherston (1983) o de las webs de Geomorfología Ambiental y Riesgos de la Universidad Complutense de Madrid o Stream Table - MrHollister como una alternativa de bajo presupuesto.
La construcción de la mesa fluvial se realizó con materiales de bricolaje accesibles, con unas dimensiones de 60 x 180 cm de base y una altura de 110 cm (Figura 1). Se instaló un gato que permite modificar y ajustar la pendiente de la mesa y finalmente, se le añadieron ruedas para que fuera posible desplazarla con facilidad. Finalmente, se decidió construir un circuito cerrado que permitiera reutilizar el agua por lo que se instaló una bomba.

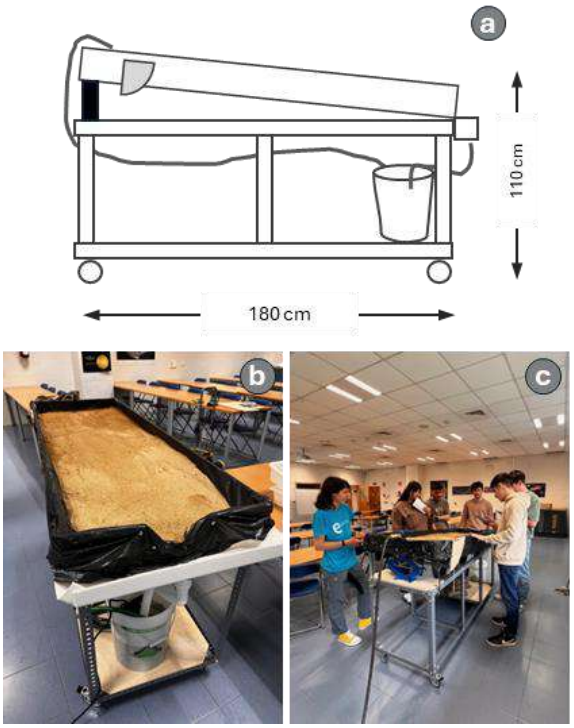


Figura 1. a) esquema de la mesa simuladora fluvial construida para la realización del taller; b) mesa simuladora fluvial lista para su uso; c) estudiantes realizando el taller de laboratorio fluvial con la mesa simuladora.
Figure 1. a) sketch of the stream table built for the workshop; b) stream table ready for use; c) students conducting the fluvial laboratory workshop using the simulation table.

Escenarios considerados

Los estudiantes de la asignatura fueron divididos en 4 grupos de 5 estudiantes para realizar cada una de las simulaciones. Durante las mismas debían tomar anotaciones, medidas, fotografías o vídeos y reflexionar sobre la evolución del cauce y la morfología final.
Se plantearon 4 escenarios, uno para cada grupo: (i) canal recto inicial con pendiente constante y modificación del caudal; (ii) canal recto inicial con caudal constante y modificación de la pendiente; (iii) rotura de un meandro, pendiente constante y modificación del caudal; y (iv) rotura de un meandro, caudal constante y modificación de la pendiente. En los dos primeros escenarios el objetivo era analizar la evolución del sistema fluvial desde un río recto hacia otro tipo de sistemas, mientras que en los otros dos escenarios el objetivo era evaluar si el río era capaz de recuperar el meandro bloqueado, en qué tiempo lo hacía o que otras configuraciones resultaban en el caso de no recuperarse.

Presentación de resultados y evaluación

Tras la realización del taller, los estudiantes debían analizar los resultados de cada

experimento y ponerlos en común con el resto de los compañeros mediante la realización de una exposición oral de 10 minutos en la que incluyeran sus principales conclusiones.
Todos los grupos explicaron sus resultados de forma clara y concisa relacionándolos con los contenidos de la asignatura y utilizando los conceptos aprendidos durante la misma, como, por ejemplo, el índice de entrelazamiento. Este fue uno de los conceptos más aplicados ya que en los escenarios (i) y (ii) los ríos rectos evolucionaron hacia sistemas tranzados (Figura 2).

3. EVALUACIÓN DE LOS RESULTADOS DE APRENDIZAJE

Al finalizar el taller, los estudiantes participaron en una encuesta anonimizada orientada a recoger información sobre el grado de comprensión de los contenidos, la utilidad percibida de la mesa simuladora fluvial como herramienta de aprendizaje, y el nivel de implicación y motivación generado por la metodología empleada. Esta evaluación permitió obtener retroalimentación directa del alumnado, identificar fortalezas y áreas de mejora del taller, y ajustar futuras ediciones a las necesidades formativas detectadas.
La mayoría de las respuestas se concentran en las categorías "De acuerdo" y "Totalmente de acuerdo" con percepciones entre 4,4 y 4,8 para las 5 preguntas, lo que indica una valoración muy positiva de la actividad con la mesa simuladora por parte de los estudiantes (Figura 3). Para el 82% de los estudiantes, el taller les ayudó a comprender conceptos teóricos que antes les resultaban abstractos y para el 88% la actividad fue más efectiva a la hora de comprender ciertos conceptos de la dinámica fluvial que una clase magistral tradicional. Finalmente, el 94% de los estudiantes recomiendan mantener el taller o incluso ampliarlo en futuros cursos.

4. CONCLUSIONES

La implementación en la asignatura de Hidrología Superficial del Grado en recursos Hídricos de una mesa simuladora fluvial ha demostrado ser una estrategia pedagógica altamente efectiva para mejorar la comprensión de la dinámica fluvial en el contexto universitario. La actividad permitió a los estudiantes experimentar directamente con procesos geomorfológicos, aplicar conceptos teóricos en situaciones simuladas y desarrollar habilidades de análisis crítico.

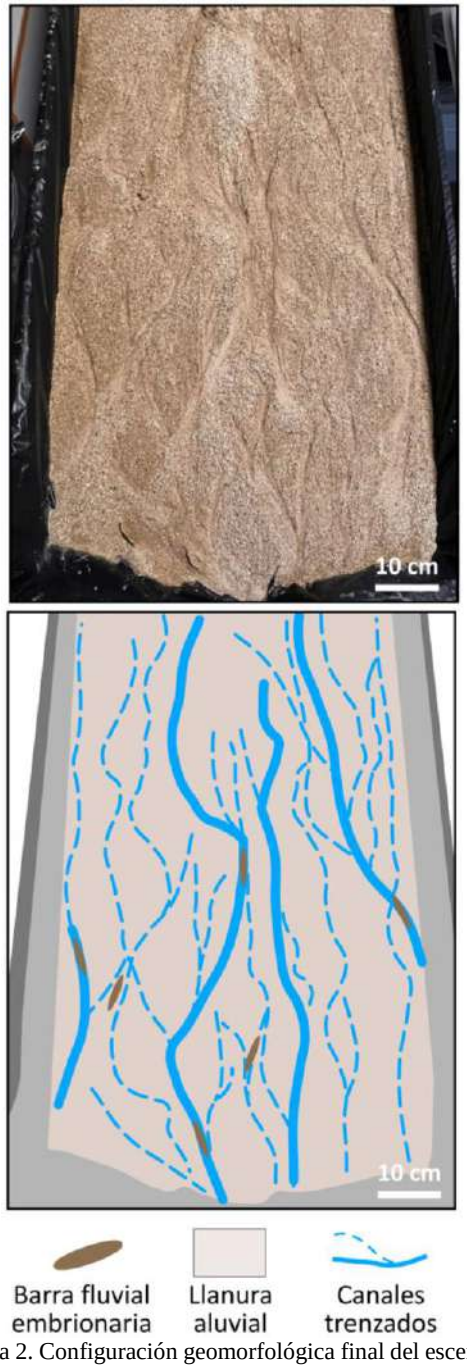


Figura 2. Configuración geomorfológica final del escenario (ii) canal recto inicial caudal constante y modificación de la pendiente. En las zonas donde los canales están mejor definidos de estos se observan acumulaciones de arenas ligeramente más gruesas, con morfologías alargadas y longitud nunca superior a los 3 cm, que se interpretan como barras longitudinales de formación incipiente.
Figure 2. Final geomorphological configuration of scenario (ii): initial straight channel with constant discharge and variable slope. In areas where channels are more clearly defined, accumulations of slightly coarser sand with elongated morphologies—never exceeding 3 cm in length—are observed, interpreted as incipient longitudinal bars.

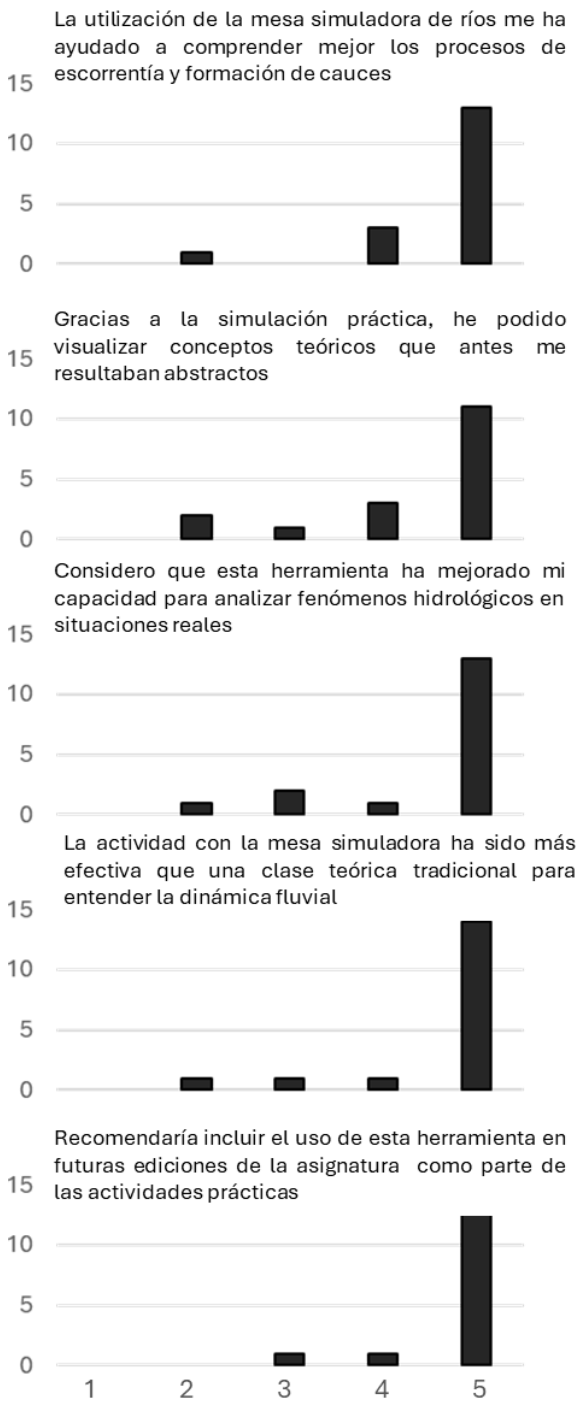


Figura 3. Resultados de la encuesta realizada a los estudiantes tras la realización del taller.
Figure 3. Student survey results following the implementation of the applied hydrology workshop.

La evaluación de la actividad reveló una valoración muy positiva por parte del alumnado, con niveles de satisfacción superiores al 80% en todos los ítems analizados. Estos resultados respaldan la integración permanente del taller en la asignatura, consolidando su papel como herramienta didáctica alineada con las metodologías activas promovidas por el Real Decreto 822/2021.

Además, se destaca su potencial para fomentar el aprendizaje experiencial, la colaboración entre estudiantes y la reflexión sobre los desafíos asociados al cambio global. En consecuencia, se recomienda su mantenimiento y ampliación en futuras ediciones de la asignatura curso, así como su posible adaptación a otras asignaturas del ámbito de las ciencias ambientales y experimentales.

AGRADECIMIENTOS

Esta actividad ha sido financiada por la convocatoria de Actividades de Innovación Docente en la Escuela Superior de Ciencias Experimentales y Tecnología de la Universidad Rey Juan Carlos. Los autores agradecen la ayuda de Gerardo Izquierdo, Feliz Pérez y Francisco Bohorque en el diseño y montaje de la mesa.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Geomorfología Ambiental y Riesgos de la Universidad Complutense de Madrid, 01/07/25, https://www.ucm.es/geomorfologia_ambiental_riesgos/innova

Lillquist, K. D. y Kinner, P. W. (2002). Stream tables and watershed geomorphology education. *Journal of Geoscience Education*, 50(5), 583-593.

Payne, C. y Fetherston, R. (1983). Fieldwork in the classroom: How to make and use a stream table. *Teaching Geography*, 8(4), 162-164.

Real Decreto 822/2021, de 28 de septiembre, por el que se establece la organización de las enseñanzas universitarias y del procedimiento de aseguramiento de su calidad. Boletín Oficial del Estado, núm. 233, 29 de septiembre de 2021

Stream Table - MrHollister, 01/07/25, https://www.mrhollisterphoto.com/stream-table.html

Wikle, T.A. y Lightfoot, D.R. (1997). The stream table in physical geography instruction. *Journal of Geography*, 96 (1), 23-30.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 453-456. ISBN: 978-84-10345-81-2

PATRIMONIO GEOMORFOLÓGICO COMO RECURSO DIDÁCTICO: UNA EXPERIENCIA EN EL ESPELEOPARQUE DA MARINA (LUGO, GALICIA)

Geomorphological heritage as a didactic resource: an experience in the Espeleoparque da Mariña

Mª Luz Rodríguez-Blanco[1], Marcos Vaqueiro Rodríguez[2], Miguel Ángel Álvarez-Vázquez[1] y Elena de Uña Álvarez[1]

1. Área de Geografía Física, Grupo GEAAT, Campus de Ourense, Universidade de Vigo. As Lagoas, s/n 32004-Ourense. maria.luz.rodriguez.blanco@uvigo.gal
2. Club de espeleología A Trapa CETRA. Investigador asociado al Instituto Universitario de Xeoloxía "Isidro Parga Pondal", Universidade de A Coruña.

Abstract: An educational experience developed at Espeleoparque da Mariña (Lugo, Galicia) focused on the interpretation of geomorphological processes is presented. This practical approach demonstrates high effectiveness in developing geomorphological competencies and raising awareness about geomorphological heritage fragility, promoting respectful and conservation attitudes among students.

Palabras clave: geomorfología, educación, jornada de campo, Espeleoparque da Mariña.
Keywords: geomorphology, education, field trip, Espeleoparque da Mariña.

1. INTRODUCCIÓN

La educación geográfica juega un papel crucial en la formación de una ciudadanía activa, ya que permite a los individuos reconocer la diversidad de su entorno, promover la equidad y fomentar un análisis crítico sobre la interacción territorio-sociedad para el fomento de la sostenibilidad (De Miguel-González, 2021). En este marco, la educación universitaria debe concebirse como un proceso orientado a formar profesionales no solo competentes en su campo, sino también responsables socialmente (Martínez *et al.*, 2019).

En el ámbito de la enseñanza de la geografía, y particularmente para la enseñanza de la geomorfología, las jornadas de campo constituyen una metodología de gran valor pedagógico al facilitar el contacto directo con el medio objeto de estudio (Morote Seguido, 2019; Sánchez-Angosto, 2021). Este tipo de experiencias no solo refuerza los conceptos aprendidos en el aula, sino que también promueve el desarrollo de competencias geográficas, tales como la observación directa, la interacción social con el entorno y las comunidades.

En este contexto, la irrupción de las tecnologías móviles y los servicios basados en la ubicación están transformando la metodología del trabajo de campo, permitiendo una inmersión más rica y accesible en el aprendizaje geográfico. La formación en competencias digitales geográficas es un pilar fundamental, dado que la ciudadanía digital activa se ha vuelto esencial para la participación en la sociedad moderna (Lozano-Díaz y Fernández-Prados, 2019).



Figura 1. Jornada interactiva en el Espeleoparque.
Figure 1. Interactive field trip in the Espeleoparque.

El presente trabajo describe una actividad interactiva (Figura 1), realizada desde el 2021, por el Área de Geografía Física de la Universidade de Vigo, en colaboración con el Club de Espeleología A TRAPA (CETRA), con el alumnado de la materia Sistemas de Representación Geográfica del Grado de Geografía e Historia y del PCEO Turismo-Geografía e Historia de la Universidad de Vigo (Campus Ourense). Dicha actividad está fundamentada en el descubrimiento, la experiencia y la toma de conciencia respecto a las fortalezas y amenazas del patrimonio geomorfológico.

2. METODOLOGÍA

La actividad se estructura en dos etapas: una sesión teórico-práctica desarrollada en el aula, que precede a una jornada de campo de carácter interactivo. Esta sesión (seminario) se concibe como un aula abierta destinada a introducir los conceptos fundamentales requeridos para la jornada interactiva de campo, desde una perspectiva holística e integradora.

La jornada de campo se diseña con el objetivo de mostrar el contraste existente entre paisajes kársticos y pseudokársticos, analizando la convergencia de formas geomorfológicas y procesos morfogenéticos que se desarrollan sobre diferentes litologías. De manera complementaria, se persigue el desarrollo de competencias para el trabajo de campo tales como la observación sistemática del territorio, la descripción analítica de elementos paisajísticos, la representación esquemática de componentes geomorfológicos, el registro de datos empíricos, inventario de recursos, la fotodocumentación, y la valoración crítica del patrimonio natural y cultural como recurso didáctico y objeto de conservación.

La actividad se desarrolla en el sector centro-meridional del Espeleoparque da Mariña, localizado en la comarca da Mariña Central (provincia de Lugo, Galicia) (Figura 2). El territorio presenta la particularidad de concentrar, en un área geográficamente reducida, una notable diversidad de morfologías kársticas, pseudokársticas y parakársticas,

Se visitan 4 emplazamientos/paradas estratégicamente seleccionados (Figura 2), donde se proporcionan explicaciones acerca de los paisajes geomorfológicos presentes, su génesis y los procesos de modelado que han configurado el relieve. Los estudiantes disponen de tiempo suficiente para explorar la zona, desarrollar las actividades diseñadas, registrar sus observaciones y fotodocumentar los elementos geomorfológicos más relevantes. Este material constituye la base para la posterior elaboración del informe de la experiencia.

Los estudiantes deben acudir a la jornada de campo habiendo estudiado la guía de campo (Figura 3), elaborada específicamente para la actividad. Este documento sistematiza información esencial sobre los entornos objeto de estudio, especifica los objetivos de aprendizaje perseguidos, detalla las actividades a realizar, y especifica el equipamiento instrumental necesario para el registro de datos *in situ*.

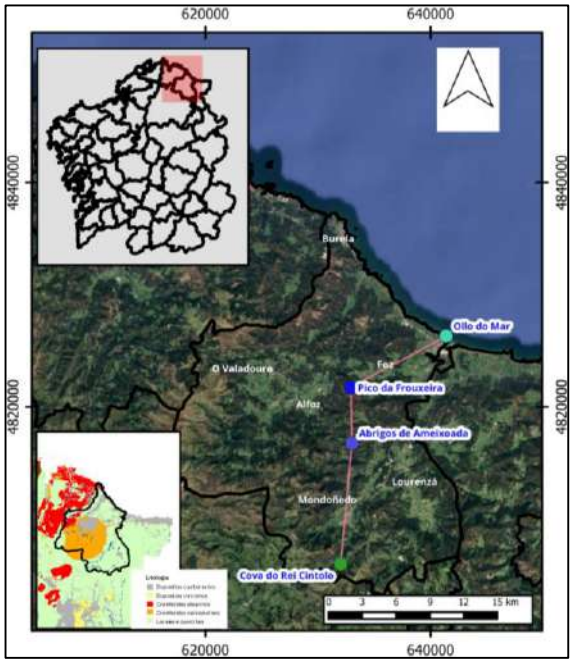


Figura 2. Itinerario de la jornada de campo y contexto geológico general de la zona.

Figure 2. Field trip itinerary and general geological context of the area

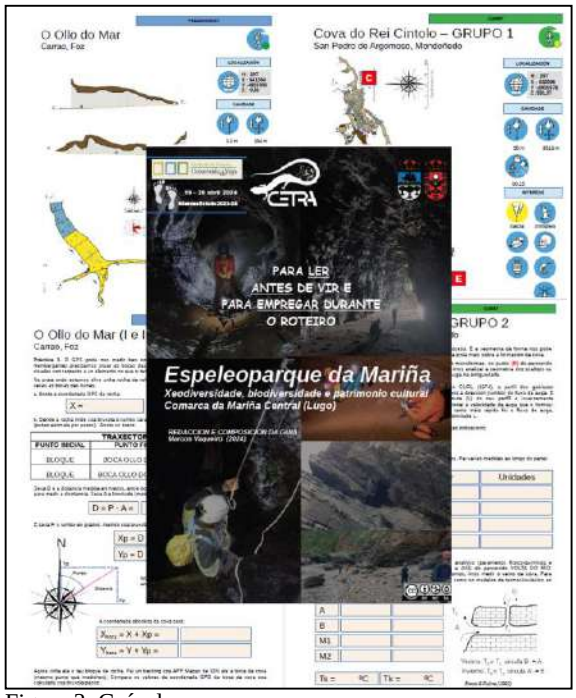


Figura 3. Guía de campo.

Figure 3. Field guide.

3. RESULTADOS

Sesión previa en el aula

En la sesión preparatoria (Figura 4) se presentan los conceptos teóricos fundamentales para optimizar el aprovechamiento de la salida de campo. Asimismo, se facilita información sobre el itinerario, las paradas y consideraciones logísticas pertinentes.



Figura 4. Sesión teórico-práctica en el aula.
Figure 4 Theoretical-practical session in the classroom.

Jornada de campo

Parada 1. Ollo do Mar (Carrao, Foz)

Las cuevas marinas (*furnas* en gallego) de Ollo do Mar han sido cuevas continentales durante la mayor parte de su historia. Su morfología y desarrollo se encuentran estrechamente condicionados por la estructura de la roca, adaptándose a las discontinuidades ortogonales (Vidal-Romaní y Vaqueiro-Rodríguez, 2024). Este sistema de cavidades representa un rasgo distinto del litoral gallego, que a lo largo de sus 1.500 km de cota alberga cientos inventariadas.

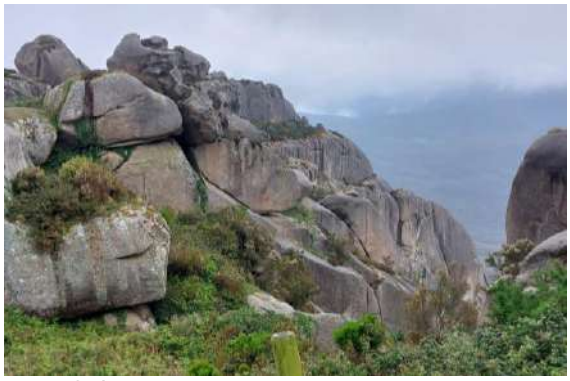

Figura 5. Ollo do Mar.
Figure 5. Ollo do Mar.

En este emplazamiento (Figura 5) se explican los procesos de formación y evolución de las cuevas del litoral. El estudiantado desarrolla diversas actividades orientadas al trabajo de campo: i) realiza un ejercicio de orientación utilizando la cartografía proporcionada, lo que permite el manejo de instrumentación topográfica básica y el desarrollo de competencias en lectura e interpretación cartográfica para la localización y referenciación de elementos patrimoniales y de impacto antrópico; ii) elabora un croquis de la cavidad con el objetivo de identificar y representar las discontinuidades estructurales que condicionan la morfología de la cavidad, tales como contactos litológicos y sistemas de diaclasado; iii) se instruye en técnicas de posicionamiento geográfico mediante el uso de sistemas GPS para localización directa, así como métodos indirectos en zonas donde la cobertura satelital presenta limitaciones; y iv) efectúa cálculos manuales para entender el concepto georreferenciación.

Parada 2. Pico da Frouxeira (Santa Cecilia, Foz)

A Fouxeria (Figura 6) es un domo granítico muy desmantelado situado en la parroquia de Santa Cecilia (Foz) a 427 m de elevación sobre el nivel del mar. El objetivo es observar y comprender la morfología de los paisajes pseudokársticos. El afloramiento presenta una diversidad de formas de origen endógenos, pseudoesfoliación y cizallamientos asociados con la estructura en lajas; así como el desarrollo de cavidades tipo *tafoni* (Vidal-Romaní *et al.*, 2023). También se observan procesos de pseudokarrren, acanaladuras relacionadas con la disolución del sustrato granítico.

Una vez concluida la explicación teórica, los estudiantes realizan una actividad de fotodocumentación de las distintas morfologías identificadas, empleando sus dispositivos móviles y la aplicación cartográfica del IGN como herramienta de referenciación espacial.


Figura 6. A Frouseira.
Figure 6. A Frouseixa.

Parada 3. Abrigos da Ameixoada (Couboeira, Mondoñedo)

Los abrigos de Ameixoda constituyen un conjunto de cavidades localizadas en las inmediaciones del antiguo Camino Real, en el lugar de A Ameixoada, parroquia de Couboeira (municipio de Mondoñedo). Estas cavidades se definen entre grandes bolos de granito, fruto de la dinámica de la vertiente, que se acumulan en una pequeña depresión. Uno de los bolos presenta una cavidad tipo *tafoni* (Figura 7).



Figura 7. Abrigo da Meixoada.
Figure 7. Abrigo da Meixoada.

Se analiza la génesis de las cavidades pseudokársticas (abrigos), así como la diversidad de espeleotemas y bioespeleotemas que albergan. De particular relevancia científica resulta la presencia de ópalo biogénico, cuya identificación evidencia los procesos biogeoquímicos característicos de estos ambientes pseudokársticos. Una vez finalizada la fase explicativa, los estudiantes realizan un ejercicio de fotogrametría, mediante la captura videográfica de una cavidad del *tafoni*.

Parada 4. Cova do Rei Cintolo (San Pedro de Argomoso, Mondoñedo)

La cueva "Cova do Rei Cintolo", es la mayor cavidad kárstica conocida de Galicia, con 9.200 m de desarrollo topografiado (Vaqueiro-Rodríguez y Rodríguez-Blanco, 2025). Presenta una morfología laberíntica estructurada en varios niveles escalonados.

El alumnado visita la cueva con el objetivo de comprender cómo y cuándo se ha formado, pero también para trabajar en ella (Figura 7). La experiencia combina el reconocimiento de patrones estructurales, morfologías, microformas (gubiazos, espeleotemas) con actividades de prácticas de análisis básicos de aguas, posicionamiento de muestras e interpretación de secuencias estratigráficas que realizan siguiendo las indicaciones del guía.



Figura 8. Cova do Rei Cintolo
Figure 8. Cova do Rei Cintolo.

4. CONCLUSIONES

La experiencia desarrollada en el Espeloparque de A Mariña ha resultado altamente positiva para la interpretación de procesos geomorfológicos a partir de la observación directa de morfologías pseudokársticas y kársticas. El alumnado ha comprobado que las herramientas que estudian si sirven de forma directa para el trabajo de campo. La participación de espeleólogos ha sido clave en el desarrollo exitoso de la actividad, enriqueciendo la formación de los estudiantes con conocimientos técnicos y experiencias vivenciales que trascienden el ámbito puramente académico. Asimismo, esta aproximación práctica ha favorecido el desarrollo de una mayor sensibilidad hacia la fragilidad del patrimonio geomorfológico y la comprensión de su valor científico, promoviendo actitudes de respeto y conservación entre los participantes.

AGRADECIMIENTOS

Estas actividades no hubieran sido posible sin la orientación y el acompañamiento de los miembros del Club Espeleológico CETRA. El área de Geografía Física manifiesta su más sincero agradecimiento a Marcos Vaqueiro Rodríguez, Reinaldo Costas Vázquez, David Costas Suárez, Carlos Atienza de la Cruz, David Vázquez Vaamonde, Gonzalo Villarmea Carreiras, Rosa Mª Varela Vilasante y Víctor Maseda Valmayor.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

De Miguel-González, R. (2021). Didáctica de la geografía y ciudadanía sostenible. *Didacticae*, 9, 4-6

Lozano-Díaz, A. y Fernández-Prados (2019). Hacia una educación para la ciudadanía digital crítica y activa en la universidad. Revista Latinoamericana de Tecnología Educativa, 18 (1), 175-187.

Martínez, M., Calderón, I. y Villamor, P. (2019). El papel de la práctica en la formación de profesionales de la Eduación. En: Vera, J. (coord.), *Formar para transformar. Cambio social y profesiones educativas*. Editorial GEU, Granada, 133-156.

Morote Seguido, A.F. (2019). Las salidas de campo en España como recurso didáctico de la geografía. Una revisión bibliográfica. *Geographicalia*, 71, 27-49

Sánchez.Angosto, J. (2021). La cohesión salida de campo y geografía como recurso educativo. *GeoGraphos*, 12 (132), 1-37.

Vaqueiro-Rodríguez, M. y Rodríguez-Blanco, M.L. (2025). Modelos digitales y monitorización ambiental. aplicaciones del modelo construido en el "Proyecto Rei Cintolo: objetivo 11.000 m" como herramienta de gestión ambiental. *Gota a Gota*, 33, 19-28.

Vidal-Romaní, J.R., Vaqueiro-Rodríguez, M., Villarmea-Carreiras, G., Grandal d´Anglade, A., Vidal Boedo, J. (2023). El agua disuelve los granitos de A Mariña. *Geolodía23 Lugo*. Sociedad Geológica de España, Salamanca, 8 pp.

Vidal-Romaní, J.R. y Vaqueiro-Rodríguez, M. (2024). Las furnas, ¿cuevas marinas en la costa de Galicia? *Furada, revista dos espeleólogos galegos*, 15, 45-56.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 457-460. ISBN: 978-84-10345-81-2

EL MARTILLO DE SCHMIDT COMO INSTRUMENTO DIDÁCTICO PARA LA ENSEÑANZA DE LA GEOMORFOLOGÍA (I): TIPOS, CONSIDERACIONES MÉTODOLÓGICAS Y FUNCIONAMIENTO BÁSICO

Schmidt hammer as a tool for teaching geomorphology (I): types, methodological considerations and basic operation

Jesús Ruiz-Fernández[1], Cristina García-Hernández[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo. ruizjesus@uniovi.es

Abstract: This contribution proposes the use of the Schmidt hammer (sclerometer) for teaching purposes in geomorphology. To this end, the types of hammers are detailed, as well as other analogous instruments (Equotip 550 and Equotip Piccolo), the principle on which the operation of the Schmidt hammer is based, the minimum rebound values (R values) to be taken per measuring station, as well as the implications of rock particle size on the R value. Finally, the operation and potential of the computer application created for one of the most widely used hammer models currently (the Rockschmidt type N) are detailed. This work is complemented by the next one in this book, in which several practical applications for teaching geomorphology will be proposed.

Palabras clave: martillo de Schmidt, esclerómetro, didáctica de la geomorfología, resistencia de las rocas.
Keywords: Schmidt hammer, sclerometer, geomorphology teaching, rock strength.

1. INTRODUCCIÓN

El martillo de Schmidt (esclerómetro) es un instrumento que tiene diversas aplicaciones, habiendo sido desarrollado originalmente para medir la resistencia de estructuras de hormigón y posteriormente adoptado para su uso en rocas (Amaral *et al*., 1999; Ericson, 2004; Goudie, 2006, Demirdag *et al*., 2009). En el campo de la geomorfología, puede ser empleado para la datación relativa de diferentes sedimentos (sobre partículas gruesas de tamaño canto y preferiblemente bloque) y superficies rocosas, siempre que estén integradas por la misma litología, para que los resultados sean comparables. Más recientemente, el martillo de Schmidt ha sido usado también para calcular edades absolutas mediante la aplicación de una curva de calibración, siempre que se disponga de superficies rocosas de edad conocida (puntos de control), siendo necesario que al menos se disponga de una reciente y otra antigua (Matthews y Owen, 2010; Matthews *et al*., 2011, 2015; Shakesby *et al*., 2011; Stahl *et al*., 2013; Matthews y Wilson, 2015; Wilson y Matthews, 2016). Además de su bajo coste, la aplicación del martillo de Schmidt con los fines citados constituye una técnica no destructiva, lo que representa otro de sus puntos fuertes.

Pero, junto a los usos mencionados, que tienen aplicación directa en la investigación, el martillo de Schmidt cuenta con gran potencialidad desde el punto de vista didáctico. Mediante el uso de este instrumento el alumnado de diferentes asignaturas de geomorfología (estructural, dinámica, aplicada, etc.) pertenecientes a los grados universitarios de geografía y geología (entre otros), junto a asignaturas afines como riesgos naturales, etc., puede trabajar conceptos como la diferente resistencia de las rocas, los procesos de meteorización y su progresión en función del tiempo, así como estudiar y testar empíricamente temas como el grado de estabilidad geomorfológica de determinadas áreas, o las relaciones morfoestratigráficas existentes entre diversas formas del relieve. Es necesario remarcar que apenas existe bibliografía específica desarrollando la aplicación docente del martillo de Schmidt. Cabe citar en este sentido el trabajo de Cano *et al*. (2014), si bien no se centra exclusivamente en el uso del martillo con este propósito, sino que únicamente lo incluye dentro de una propuesta metodológica mucho más amplia.

Por ello, el objetivo de esta contribución, que se complementa con el siguiente trabajo publicado en este libro (centrado en la propuesta de varias aportaciones prácticas de la aplicación docente del martillo de Schmidt en el campo y el laboratorio), es proporcionar un conocimiento básico de utilidad para la comunidad dedicada a la docencia de la geomorfología sobre los distintos tipos de martillo de Schmidt existentes (junto a otros instrumentos análogos), así como sus características principales, sus implicaciones metodológicas y su funcionamiento básico.

2. EL MARTILLO DE SCHMIDT. TIPOS, CONSIDERACIONES MÉTODOLÓGICAS Y FUNCIONAMIENTO BÁSICO

Tipos de martillo de Schmidt e instrumentos análogos

Existen varias marcas y modelos de martillo de Schmidt. En nuestro caso usamos un modelo Rockschmidt tipo N de la empresa Proceq, específico para su uso en rocas duras, como por ejemplo granitos, cuarcitas o basaltos (Figura 1). Hay otro tipo (L), con tres veces menos fuerza de impacto que el anterior (0,735 frente a 2,207 Nm), apropiado para rocas blandas, o bien rocas duras con alto grado de meteorización externa. Sin embargo, el martillo de tipo N es el más usado por el colectivo geomorfológico (Goudie, 2006; Viles *et al*., 2011).



Figura 1. Martillo de Schmidt (Rockschmidt tipo N, izquierda de la imagen) frente a Equotip 550 (derecha de la fotografía). Fuente: Elaboración propia.
Figure 1. Schmidt hammer (Rockschmidt type N, left of the image) versus Equotip 550 (right of the photograph). Source: own work.

El modelo citado (Rockschmidt tipo N), dotado de un *software* específico, guarda las medidas tomadas en el campo automáticamente, contando, además, con compensación automática de la dirección del impacto. Ambas cuestiones representan una notoria ventaja con respecto al martillo de Schmidt clásico, totalmente manual, y en el que los valores de rebote tomados en una posición no horizontal deben calibrarse con respecto a la horizontalidad, al ser afectados por la fuerza de la gravedad en proporciones variables (Goudie, 2006; Viles *et al*., 2011).

Existen otros instrumentos de similar uso y aplicación, como el Equotip 550 (Figura 1) o el Equotip Piccolo. El primero fue diseñado en la década de 1970 para medir inicialmente la dureza de los metales (Kompatscher, 2004), si bien cuenta con otras aplicaciones, pudiendo ser usado también en rocas. Se compone de un dispositivo de impacto que tiene forma de bola, y de un medidor electrónico que calcula la velocidad a la que dicha bola rebota en la superficie del cuerpo afectado. El valor de rebote aumenta con la dureza del material. Para un mismo tipo de roca, los valores de rebote en los clastos y los afloramientos rocosos varían considerablemente en función de su grado de meteorización, lo que a su vez está relacionado con la edad. El segundo (Piccolo) constituye una versión compacta del Equotip 550, y cuenta con una energía de impacto más baja.

2.2. Consideraciones metodológicas generales y funcionamiento básico

El principio sobre el que se basa el método de funcionamiento del martillo de Schmidt es similar al descrito para el Equotip 550. El martillo consta básicamente de un pistón y un émbolo. Cuando el martillo es presionado contra una superficie, el pistón se libera y empuja al émbolo. Parte de la energía liberada es absorbida y se transforma en calor y sonido, mientras que la restante da lugar al rebote del pistón, como consecuencia de la resistencia a la penetración ejercida por la superficie de impacto (Goudie, 2006; Viles *et al*., 2011). Así, la distancia retrocedida por el pistón debido al rebote subsiguiente al impacto, es el valor de rebote o valor R.

Al quedar expuestas, las rocas se van meteorizando externamente con el transcurso del tiempo, de tal manera que si tenemos varias generaciones de formaciones superficiales (ej. morrenas glaciares) o superficies rocosas (ej. umbrales glaciares) formadas en fases sucesivas, podemos calcular el grado de meteorización externa que tienen a partir del valor R producido por el martillo en ellas y, por tanto, determinar cuáles han sido generadas primero y cuáles después (Ericson, 2004; Goudie, 2006; Shakesby *et al*., 2006). Por tanto, está técnica es muy útil cuando hay incertidumbre sobre la relación morfoestratigráfica que puede existir entre diversos depósitos o formas del relieve (Tabla 1). A modo de ejemplo, se incluye una tabla en la que se sintetizan los valores R obtenidos en febrero de 2018 en las diversas unidades geomorfológicas que integran los alrededores de la Base Antártica Española (BAE) Gabriel de Castilla, situada en las Islas Shetland del Sur (Ruiz-Fernández y García-Hernández, 2018). El diferente valor R obtenido en cada una de las estaciones de muestreo definidas, indica la edad relativa de cada una de ellas, así como su mayor o menor nivel de estabilidad/inestabilidad geomorfológica (Tabla 1). Para obtener un valor R consistente, en cada formación superficial o superficie rocosa muestreada se debe realizar un cierto número de impactos (habitualmente series de 25 a 100 impactos), de tal manera que se minimicen los posibles errores de medida y se obtenga una media representativa. Autores como Matthews y Owen (2010) consideran que 25 valores R constituyen un número suficiente de medidas por estación de muestreo. Este número mínimo de valores R ha sido usado en estudios posteriores (ej. Guglielmin *et al*., 2012). Es necesario remarcar que los impactos del martillo deben ser perpendiculares a la superficie a muestrear.

Tabla 1. Valores R obtenidos mediante la aplicación del martillo de Schmidt sobre bloques de basalto en las unidades geomorfológicas identificadas en las inmediaciones de la Base Antártica Española Gabriel de Castilla en 2018 (Ruiz-Fernández y García-Hernández, 2018).
Table 1. R values obtained by applying the Schmidt hammer to basalt blocks in the geomorphological units identified in the vicinity of the Spanish Antarctic Base Gabriel de Castilla in 2018 (Ruiz-Fernández & García-Hernández, 2018).

Unidad geomorfológica	Media (R)	Desviación estándar	Número de bloques	Número de impactos
Playa actual	72,66	4,51	16	400
Rellano distal	62,91	7,42	23	575
Ladera	68	4,33	25	625
Rellano culminante	60,98	5,64	23	575

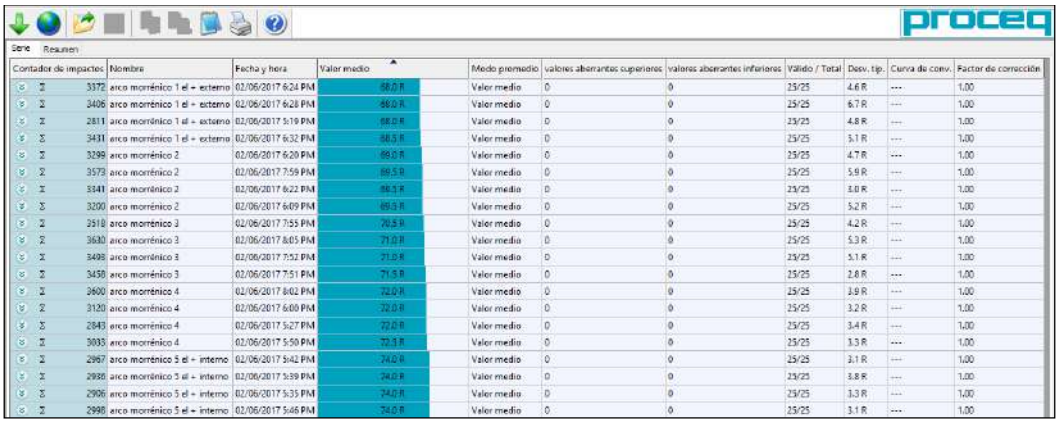


Figura 2. Apariencia general de la aplicación, mostrando como ejemplo los datos tomados en una sucesión de cinco arcos morrénicos del glaciar Rotch en la terminación NE de la Península Byers (Islas Shetland del Sur, Antártida). Fuente: Elaboración propia.
Figure 2. General appearance of the application, showing as an example the data from a succession of five morainic arcs of the Rotch Glacier at the NE end of the Byers Peninsula (South Shetland Islands, Antarctica). Source: own work.

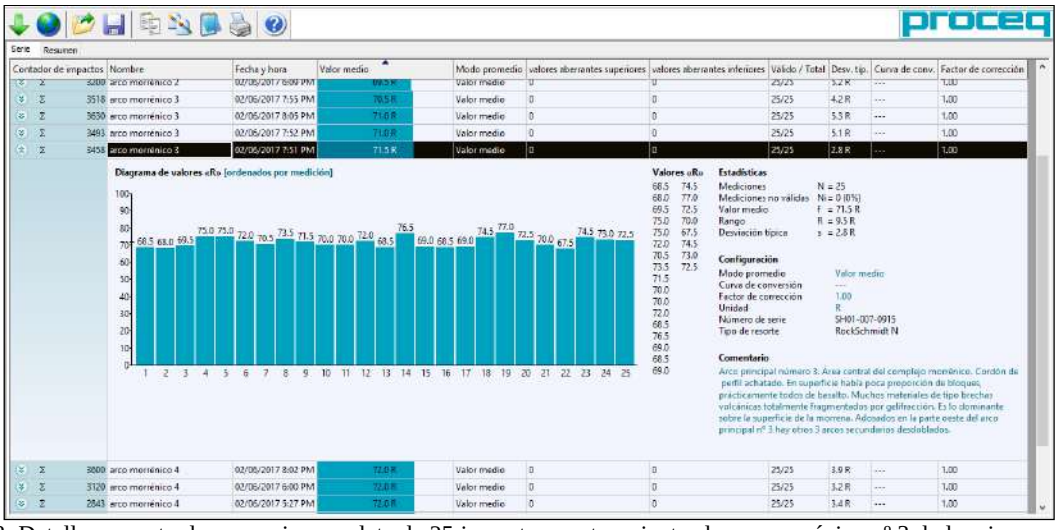


Figura 3. Detalle concreto de una serie completa de 25 impactos, perteneciente al arco morrénico nº 3 de la misma secuencia morrénica mostrada en la figura previa. Fuente: Elaboración propia.
Figure 3 Specific detail of a complete series of 25 impacts, belonging to morainic arc no. 3 of the same morainic sequence shown in the previous figure. Source: own work.

Por otro lado, si estamos tomando medidas sobre fragmentos rocosos, es muy importante tener en cuenta el tamaño mínimo de éstos, ya que la masa de la partícula a muestrear puede tener influencia en el valor R obtenido, si dicha partícula es pequeña o demasiado ligera (Goudie, 2006; Demirdag *et al*., 2009; Viles et al., 2011). Autores como Sumner y Nel (2002) sugieren usar bloques de 25 kg de peso como mínimo. Por ello, se recomienda trabajar siempre sobre bloques de al menos el citado peso, o con unas dimensiones de 30 cm de lado, aproximadamente. Es necesario descartar aquellos bloques con fracturas visibles, con abundante presencia de vacuolas o con alta foliación, pues una excesiva proliferación de este tipo de microformas y discontinuidades tendría también incidencia en los valores R obtenidos. Esta aseveración es igualmente válida para las superficies rocosas. En definitiva, se ha de tener en cuenta que el martillo de Schmidt es extremadamente sensible a las discontinuidades presentes en las rocas y, por tanto, éstas deben ser evitadas (Goudie, 2006; Viles *et al*., 2011).

El Rockschmidt cuenta con una aplicación para ordenador denominada Rocklink, en la que el usuario puede calibrar el martillo de forma previa a su uso en función de sus preferencias o aplicación concreta, así como descargar los datos obtenidos por el dispositivo. En la Figura 2 se muestra la apariencia general de la aplicación mediante un ejemplo concreto, incluyendo en este caso cuatro estaciones de muestreo por cada uno de los cinco arcos morrénicos estudiados (un total de 20 estaciones), en las que se tomaron 25 valores R en cada una de ellas.

Los comandos básicos de la aplicación son: "archivo", "dispositivo", "editar" y "ayuda". Además, el programa puede mostrar la serie completa de impactos, o bien un resumen de la misma. Dentro de cada serie de impactos se incluye la siguiente información: "contador de impactos", "nombre", "fecha y hora", "valor medio", "modo promedio", "valores aberrantes superiores", "valores aberrantes inferiores", "válido / total", "desviación típica", "curva de conversión" y "factor de corrección" (Figuras 2 y 3). Como se puede apreciar en la Figura 3, para cada serie concreta de impactos también es posible incluir información complementaria a los datos adquiridos mediante el apartado "comentario". En este ejemplo se ha añadido una descripción pormenorizada de las características del área de muestreo. En este caso, el valor medio de la serie fue de 71,5 R, con una desviación estándar de 2.8 R. La aplicación muestra también otro tipo de medidas estadísticas, así como la configuración usada específicamente en la toma de los valores R (Figura 3). Evidentemente, en la aplicación Rocklink no es posible modificar los valores R obtenidos.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amaral, P.M., Guerra, L. y Cruz, J (1999). Determination of Schmidt rebound hardness consistency in granite. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 36, 833-837.

Cano, M., Riquelme, A., Tomás, R., Santamarta, J.C., Hernández, L.E. y Ripoll, M.J. (2014). Implementación de metodologías docentes interactivas basadas en las nuevas tecnologías en Ingeniería del Terreno. En: Tortosa, M.T., Álvarez, J.D. y Pellín, N. (coords.), *XII Jornadas de Redes de Investigación en Docencia Universitaria. El reconocimiento docente: innovar e investigar con criterios de calidad.* Univ. Alicante, Alicante, 59-71.

Demirdag, S. Yavuz, H. y Altindag, R. (2009). The effect of sample size on Schmidt rebound hardness value of rocks. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 46, 725-730.

Ericson, K. (2004). Geomorphological surfaces of different age and origin in granite landscapes: an evaluation of the Schmidt Hammer Test. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 495-509.

Goudie, A.S. (2006). The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography*, 30, 703-718.

Guglielmin M., Worland, M.R., Convey, P. y Cannone, N. (2012). Schmidt Hammer studies in the maritime Antarctic: Application to dating Holocene deglaciation and estimating the effects of macrolichens on rock weathering. *Geomorphology*, 155-156, 34-44.

Kompatscher, M. (2004). Equotip-rebound hardness testing after D. Leeb. En: *Proceedings, Conference on Hardness Measurements Theory and Application in Laboratories and Industries*. Imeko, Washington, 1-7.

Matthews, J.A., Mcewen, L.J. y Owen, G. (2015). Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD) of snow-avalanche impact ramparts in southern Norway: approaches, results and implications for landform age, dynamics and development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40, 1705-1718.

Matthews, J.A. y Owen, G. (2010). Schmidt hammer exposure-age dating: developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen–Jostedalsbreen regions of southern Norway. *Boreas*, 39, 105-115.

Matthews, J.A., Shakesby, R.A., Owen, G. y Vater, A. (2011). Pronival rampart formation in relation to snow-avalanche activity and Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD); three case studies from southern Norway. *Geomorphology*, 130, 280-288.

Matthews, J.A. y Wilson, P. (2015). Improved Schmidt-hammer exposure ages for active and relict pronival ramparts in southern Norway, and their palaeoenvironmental implications. *Geomorphology*, 246, 7-21.

Ruiz-Fernández, J. y García-Hernández, C. (2018). Edificaciones en ambientes extremos. Procesos geomorfológicos activos y sus implicaciones en las inmediaciones de la Base Antártica Española Gabriel de Castilla. En: Engel, C., Bragança, L., Rodrigues, E., Lyra, A. y Ramos, L. (eds.), *Sustentabilidade Urbana. 14ª Jornada Urbenere e 2ª Jornada Cires*. Universidade Federal do Espírito Santo – Universidade do Minho – Universidade de Vila Velha, Vila Velha (Brasil), 1919-1928.

Shakesby, R.A., Matthews, J.A. y Owen, G. (2006). The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2846-2867.

Shakesby, R.A., Matthews, J.A., Karlén, W. y Los, S.O. (2011). The Schmidt hammer as a Holocene calibrated-age dating technique: testing the form of the R-value-age relationship and defining the predicted-age errors. *The Holocene*, 21, 615-628.

Stahl, T., Winkler, S., Quigley, M., Bebbington, M., Duffy, B. y Duke, D. (2013). Schmidt hammer exposure-age dating (SHD) of late Quaternary fluvial terraces in New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 1838-1850.

Sumner, P. y Nel, W. (2002). The effect of rock moisture of Schmidt hammer rebound: tests on rock samples from Marion Island and South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 1137-1142.

Viles, H., Goudie, A., Grab, S. y Lalley, J. (2011). The use of the Schmidt Hammer and Equotip for rock hardness assessment in geomorphology and heritage science: a comparative analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 320-333.

Wilson, P. y Matthews, J.A. (2016). Age assessment and implications of late Quaternary periglacial and paraglacial landforms on Muckish Mountain, northwest Ireland, based on Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD). *Geomorphology*, 270, 134-144.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 461-464. ISBN: 978-84-10345-81-2

EL MARTILLO DE SCHMIDT COMO INSTRUMENTO DIDÁCTICO PARA LA ENSEÑANZA DE LA GEOMORFOLOGÍA (II): PROPUESTA DE CUATRO APLICACIONES PRÁCTICAS DE CAMPO Y LABORATORIO

Schmidt hammer as a tool for teaching geomorphology (II): proposal of four practical field and laboratory applications

Jesús Ruiz-Fernández[1], Cristina García-Hernández[1]

1. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo. ruizjesus@uniovi.es

Abstract: This contribution provides two practical examples of the Schmidt hammer application in a geomorphology laboratory for teaching purposes, and two others to be carried out during fieldwork. These latter examples, focused on the Salgardas moraine complex (Picos de Europa) and the vicinity of Llames de Pría (eastern Asturias), can be adapted to other landforms and different territorial areas.

Palabras clave: martillo de Schmidt, esclerómetro, didáctica de la geomorfología, aplicaciones prácticas de campo y laboratorio.
Keywords: Schmidt hammer, sclerometer, geomorphology teaching, practical applications.

1. INTRODUCCIÓN

Este trabajo continúa con la temática tratada en la contribución previa, en la que se propone el uso del martillo de Schmidt desde el punto de vista docente en las asignaturas de geomorfología. En dicha contribución se detallan las características del martillo de Schmidt y los tipos existentes (manual y electrónico), se citan otros instrumentos análogos como el Equotip 550, se incluyen diversas consideraciones metodológicas a tener en cuenta a la hora de usar el martillo, y se plantea su funcionamiento básico (Goudie, 2006). Por ello, el objetivo de este segundo trabajo es exponer el valor didáctico del martillo de Schmidt a partir de la propuesta de cuatro aplicaciones docentes del martillo de Schmidt para su desarrollo tanto en el laboratorio (dos ejemplos), como en las salidas de campo propias de las asignaturas de geomorfología (otros dos ejemplos).

2. PROPUESTAS DE APLICACIÓN DOCENTE DEL MARTILLO DE SCHMIDT

Prácticas de laboratorio

Con el fin de testar la diferente dureza de las rocas, así como los procesos de meteorización y su progresión en función del tiempo, se proponen las siguientes prácticas a desarrollar en el laboratorio de geomorfología. Para probar la primera cuestión, debemos preparar varios bloques de diferentes tipos de roca y de un tamaño mínimo de 30 cm de diámetro. Se propone el uso de las litologías típicas de cada ámbito territorial (en el caso de Asturias cuarcitas, areniscas, calizas y pizarras paleozoicas). Dichos bloques (cuatro en total en este caso), han de ser cortados regularmente al menos por dos caras, pero preferiblemente por todas, formando un paralelepípedo. Una de ellas actuará como base, permitiendo que los bloques estén correctamente asentados, y otra como la parte superior donde se aplicarán los impactos del martillo de Schmidt. Los bloques deben ser homogéneos y carecer de diaclasas y roturas, para evitar que estas discontinuidades interfieran en los valores R obtenidos. Además, las caras que recibirán los impactos deben ser perfectamente lisas. Una vez preparados los bloques, ya están listos para su uso en la práctica. El alumnado, de forma individual o en pequeños grupos, podrá testar la dureza de cada tipo de roca mediante la aplicación de tandas de impactos. Es importante colocar los impactos de forma ordenada de un extremo a otro de la roca, y no al azar, para aprovechar toda la superficie útil. Asimismo, no se debe aplicar un impacto donde ya se ha dado otro previamente, ya que el martillo tiene suficiente potencia como para machacar superficialmente la roca, lo que podría desvirtuar los resultados si se vuelve a golpear en el mismo lugar, especialmente en el caso de litologías menos resistentes. Cuando todas las

caras habilitadas de un bloque han recibido el máximo número de impactos posibles, pueden cortarse para ser usadas nuevamente. A partir de los valores R adquiridos conjuntamente, una vez descargados y exportados a Excel, el alumnado podrá trabajar diferentes parámetros y cálculos estadísticos (media, mediana, desviación estándar, etc.).

Para percibir la evolución de la meteorización externa de la roca en función del factor tiempo, se propone obtener un bloque de una litología mecánicamente resistente (ej. cuarcita, basalto) que hubiera estado expuesto a la meteorización durante un largo lapso temporal, y cuente con superficies óptimas para el uso del martillo (lisas y sin discontinuidades). Para ello, al elegir el bloque en el campo, es necesario asegurar que la diferencia del valor R entre la parte meteorizada y una rotura fresca es sustancial. A continuación, se corta el bloque por la base para que asiente correctamente sobre la superficie de apoyo. También se debe cortar una parte de la superficie del bloque en la cara a testar, de tal manera que ésta quede dividida en dos partes, una correspondiente a la superficie original meteorizada, y otra a la recién cortada. Una vez realizado este proceso, el bloque ya estaría listo para testar el diferente valor R existente entre la parte meteorizada de la roca, y la parte que no estuvo expuesta a la meteorización, mediante la puesta en práctica de la misma metodología de muestreo que en práctica anterior.

Prácticas de campo

El martillo de Schmidt es un instrumento muy útil en las salidas de campo. El simple hecho de que, en el marco de una excursión de temática más amplia, el alumnado lo aplique en una roca o afloramiento rocoso que ha estado expuesto externamente a la meteorización durante cierto tiempo, y también en una rotura fresca de la misma roca o afloramiento, permite consolidar con rotundidad la idea de la progresión de la meteorización en función del tiempo. Además de ello, aquí proponemos dos prácticas específicas, que evidentemente pueden ser adaptadas a otras formas del relieve y áreas territoriales diferentes, en función de los intereses concretos de la asignatura.

En primer lugar, se incluye una práctica en la que se aplica el martillo de Schmidt a varias generaciones de morrenas glaciares pertenecientes al paleoglaciar de las Salgardas (Puertos de Áliva, Picos de Europa, 43º9’41,59’’N - 4º46’27,44’’W), generado durante la Última Glaciación (González-Trueba, 2007; Figura 1). Se ha elegido este sector al presentar una buena accesibilidad, tanto caminando o en vehículo todoterreno desde la Curvona de Sotres o desde el pueblo de Espinama, como gracias al Teleférico de Fuente Dé, que deja a los visitantes a 1849 m de altitud y a menos de 5 km a pie del frente del citado paleoglaciar. De hecho, los Puertos de Áliva constituyen un ámbito frecuentemente visitado en cursos y salidas de campo con fines docentes. La lengua de las Salgardas es, en realidad, una difluencia del paleoglaciar del Deva, generada a partir del área de la Jorcadina de Covarrobles – La Sierruca. Mientras que parte del hielo del paleoglaciar del Deva saltó el umbral en el que se emplaza la estación superior del remonte mecánico citado anteriormente, discurriendo hacia el pueblo de Pido donde tiene su frente esta lengua (González-Trueba, 2007), otra parte de la masa de hielo pasó a través del mencionado collado de difluencia de Covarrobles – La Sierruca, generando un extenso y voluminoso complejo morrénico entre los Cuetos de Juan Toribio (1887 m), y los sectores de Campomayor, Campomenor y las Majadas de Espinama, donde se situó el frente polilobulado del paleoglaciar de las Salgardas, en altitudes de 1422 a 1460 m. La datación radiocarbónica de 35,7-34,8 ka cal BP obtenida en la base del paleolago de Campomayor, obturado por las morrenas de los paleoglaciares del Duje y de las Salgardas, evidencia que en este sector la fase de máxima expansión del hielo dentro de la Última Glaciación es anterior a esta cronología (Serrano *et al*., 2012).

Dentro del complejo morrénico de las Salgardas se diferencian claramente tres sectores (Figura 1): 1) lóbulos frontales, 2) sucesión de arcos morrénicos principales, y 3) arcos morrénicos internos menores. Los bloques morrénicos, muy abundantes en superficie, están integrados casi en exclusiva por calizas del Carbonífero Superior, ya que en la cuenca de alimentación de este paleoglaciar afloran principalmente las Calizas de Picos de Europa, y secundariamente las Calizas de Montaña (Marquínez, 1989). Se propone aplicar el martillo de Schmidt en series de 25 impactos en 7 estaciones distribuidas en otros tantos arcos morrénicos, los de mayor envergadura y más nítidos de los 18 que se identifican con claridad en el complejo morrénico (Figura 1).



Figura 1. Esquema geomorfológico del complejo morrénico de las Salgardas, con la localización recomendada de las estaciones de muestreo del martillo de Schmidt. Fuente: Elaboración propia a partir de una imagen de Google Earth.
Figure 1. Geomorphological scheme of the Salgardas moraine complex, with the recommended locations for Schmidt's hammer sampling stations. Source: own work (the orthophotograph was taken from Google Earth).

El complejo morrénico de las Salgardas es lo suficientemente extenso y complejo como para asegurar la obtención de valores R contrastados entre los lóbulos y arcos más externos, y los más internos.

A la hora de seleccionar los bloques a muestrear, es necesario elegir únicamente aquellos integrados por calizas muy masivas y homogéneas, para evitar las posibles diferencias litológicas existentes entre algunos de los miembros que componen las formaciones calcáreas mencionadas anteriormente. Es decir, se deben descartar los bloques integrados por calizas brechoides, por calizas muy estratificadas, o por calizas con abundancia de laminaciones de chert.

Por su parte, la segunda propuesta practica de campo consiste en aplicar el martillo de Schmidt en un recorrido a pie entre el borde de un acantilado litoral del área de Llames de Pría, situada en el concejo de Llanes (43º27’40,18’’N-4º58’35,78’’W, altitudes de entre 20 y 40 m) y también en un cueto (el Castro de Llames, 43º27’27,08’’N-4º57’56,31’’W, 64 m de altitud), término científico propio del relieve kárstico que coincide con la denominación local de este tipo de relieves calcáreos residuales, muy abundantes en todo el borde costero calizo del Oriente de Asturias (Figura 2).

Desde el punto de vista litológico, el área señalada está integrada exclusivamente por Calizas de Picos de Europa (Carbonífero Superior; Navarro y Leyva, 1986). No obstante, al igual que en la práctica precedente, las estaciones de muestreo deben estar integradas únicamente por afloramientos calcáreos homogéneos y masivos, evitando, por tanto, aquellos que presenten discontinuidades susceptibles de desvirtuar los resultados al aplicar el martillo de Schmidt.

En este caso se propone elegir cuatro estaciones, dos de ellas localizadas en el área del acantilado afectada directamente por las salpicaduras del oleaje, el espray marino y el agua emitida por los bufones, y otras dos estaciones de muestreo sobre afloramientos calizos del cueto seleccionado (Figura 2).

Se propone aplicar también 25 impactos por cada estación de muestreo. En la primera de las dos áreas, el karst evoluciona muy rápidamente ante la activa acción corrosiva generada por el agua marina sobre los afloramientos calcáreos, por lo que los valores R obtenidos serán altos. Por su parte, mientras que los alrededores del cueto del Castro de Llames han sufrido una mayor karstificación (si bien es un tipo de karstificación diferente a la anterior, ya que se trata de un ambiente de karst cubierto desconectado de la influencia marina), éste ha permanecido mucho más tiempo expuesto a la meteorización superficial como un relieve positivo, al experimentar tasas de disolución sensiblemente más bajas que sus contornos. Por ello, sobre el cueto los valores R serán necesariamente inferiores a los logrados en el primer sector de muestreo.

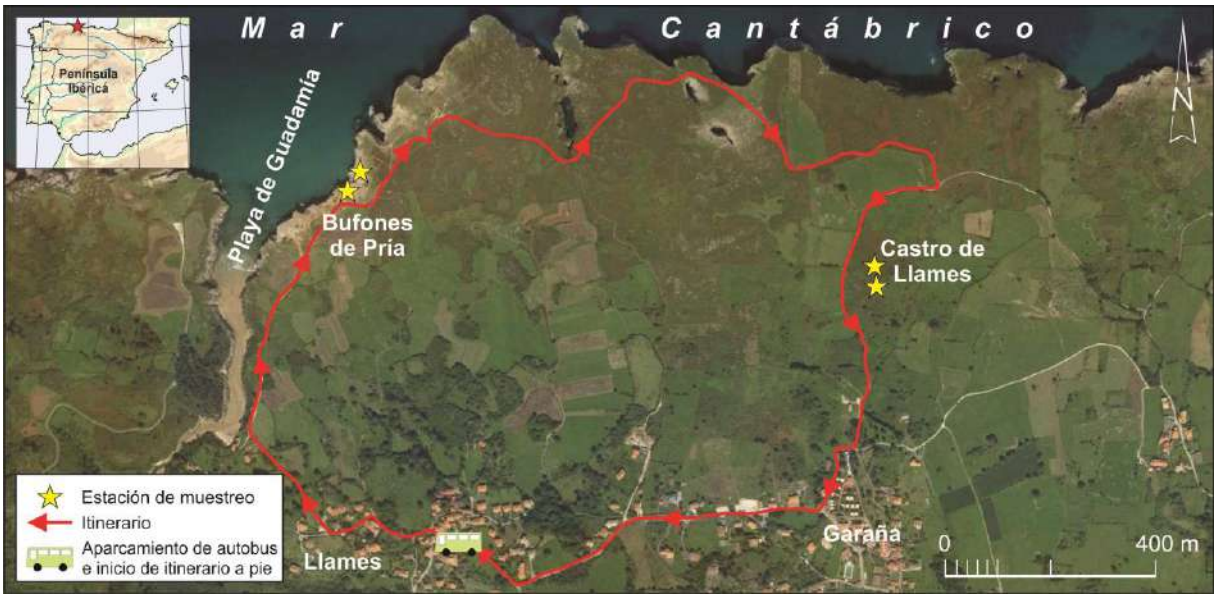


Figura 2. Localización de las áreas de muestreo de los Bufones de Pría y del Castro de Llames en el contexto de la costa oriental asturiana. Fuente: Elaboración propia a partir de una imagen de Google Earth.

Figure 2. Location of the sampling areas of the Bufones de Pría and the Castro de Llames in the context of the eastern coast of Asturias. Source: own work (the orthophotograph was taken from Google Earth).

3. CONCLUSIONES

En este trabajo se han propuesto dos prácticas de laboratorio y otras dos prácticas de campo con el martillo de Schmidt, a través de las cuales se pueden trabajar nociones como la diferente resistencia de las rocas, la incidencia de los procesos de meteorización en las superficies rocosas en función del factor tiempo, o bien las relaciones morfoestratigráficas existentes entre diversas formas del relieve y la antigüedad relativa de unas con respecto a las otras. Además, el manejo de la aplicación Rocklink, junto al trabajo con los datos numéricos obtenidos en las prácticas propuestas, permiten trabajar también determinadas competencias transversales como el uso y tratamiento de datos estadísticos y el manejo de programas y herramientas digitales.

Esta aportación contribuye a paliar la ausencia de bibliografía acerca del uso docente del martillo de Schmidt, máxime si tenemos en cuenta el evidente potencial e interés didáctico de este instrumento, tal y como se ha puesto de manifiesto en tanto esta aportación, como en la que la antecede en este mismo libro.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España), y se enmarca dentro de las actividades y líneas de trabajo del Grupo de Investigación Reconocido GEAFROST (Universidad de Oviedo; referencia: GR-2024-0012).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

González-Trueba, J.J. (2007). *Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional Picos de Europa*. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.

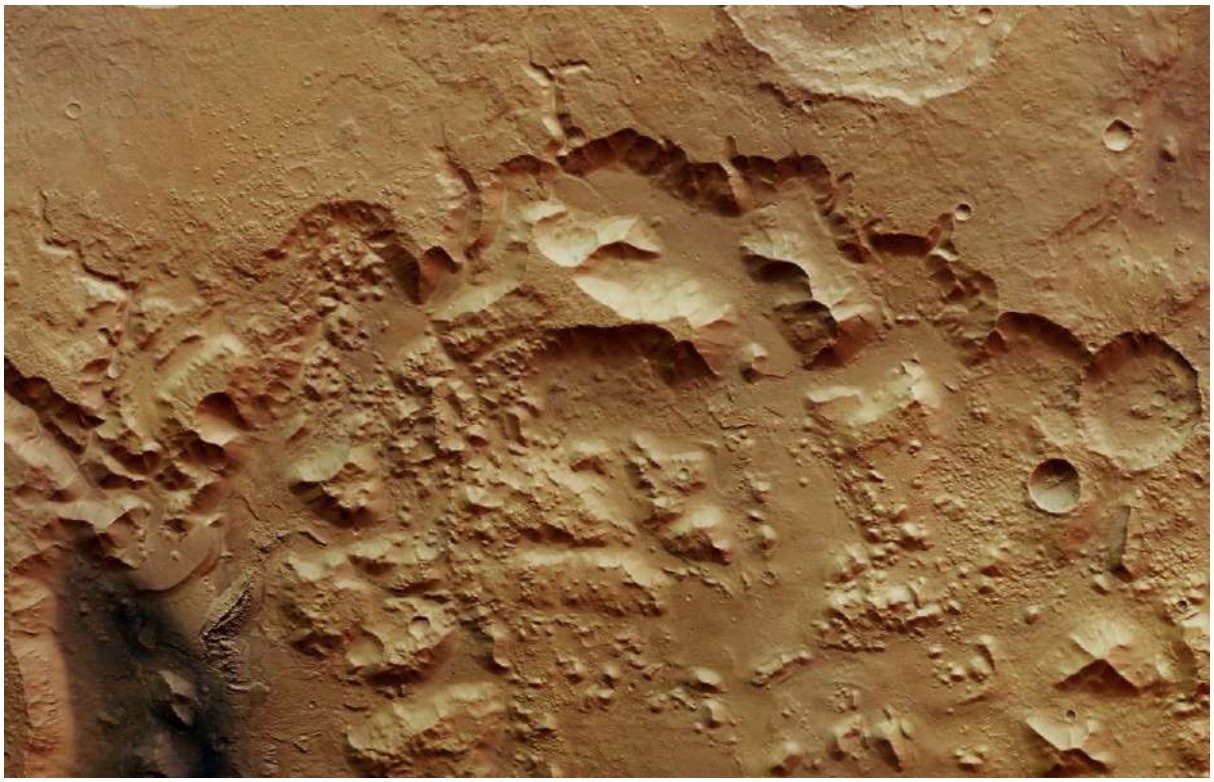
Goudie, A.S. (2006). The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography*, 30, 703-718.

Marquínez, J. (1989). Mapa geológico de la Región del Cuera y los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 18, 137-144.

Navarro, D. y Leyva, F. (1986): *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000. Hoja de Ribadesella (nº 31, 15-04). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Serrano, E., González-Trueba, J.J., González-García, M. (2012). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 78, 303-314.

Geomorfología planetaria



Región ecuatorial de Marte donde se encuentran rasgos de actividad fluvial, periglaciar, tectónica y volcánica, entre otras. Sector de Nepenthes Mensae. Imagen cortesía de HRSC/FUB/Mars/Express/JPL.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 467-470. ISBN: 978-84-10345-81-2

PROCESOS DE REPTACIÓN EN LAS LADERAS DEL FLANCO NOROESTE DEL VOLCÁN HECATES THOLUS DE MARTE

Creeping processes on the northwest flank of the Hecates Tholus volcano on Mars

M.A. de Pablo

1. Unidad de Geología. Dpto. de Geología, Geografía y Medio Ambiente. Universidad de Alcalá. 28805 Alcalá de Henares, Madrid, España. miguelangel.depablo@uah.es

Abstract: We analyze slope morphologies on the NW flank of Hecates Tholus using HiRISE, THEMIS and CTX data integrated in a GIS. A stepped-lobe unit (CD) is identified on sun-facing slopes, contrasting with smooth units (SS) on shaded slopes. We interpret the stepped textures as evidence of creep processes enhanced by freeze–thaw cycles. The presence of lobate footslope deposits supports sustained downslope movement in sun-facing slopes. These observations align with models of cemented-ice distribution in Martian mid-latitudes and indicate long-term periglacial activity.

Palabras clave: Agua; Clima; Geomorfología; Marte; Periglaciarismo.
Keywords: Water; Climate; Geomorphology; Mars; Periglaciarism.

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de las formas de ladera en Marte ha revelado evidencias de procesos geomorfológicos activos o recientes (Johnsson *et al*., 2018), que podrían estar relacionados con la presencia de hielo en el subsuelo y con condiciones periglaciares similares a las terrestres.

En este contexto, las laderas de los valles que disectan las depresiones anidadas del flanco noroeste del volcán Hecates Tholus de Marte (Figura 1), comprendidas entre las coordenadas 32º00'N–32º50'N y 148º30'E–149º10'E, presentan una serie de unidades morfológicas (de Pablo y Centeno, 2012) que podrían estar asociadas a procesos de reptación inducidos por ciclos de congelación y descongelación del agua intersticial.

Esta zona de estudio permite analizar cómo influyen factores como la insolación, la pendiente y la orientación en el desarrollo de formas asociadas a la dinámica térmica del terreno. A través del análisis combinado de imágenes de alta resolución (HiRISE), datos térmicos (THEMIS) y modelos digitales de elevación (CTX), se han identificado texturas escalonadas y depósitos lobulados compatibles con movimientos de masa lentos.

Este trabajo se centra en caracterizar dichas formas e interpretar su origen, proponiendo un modelo basado en la reptación térmica diferencial de materiales con hielo intersticial.

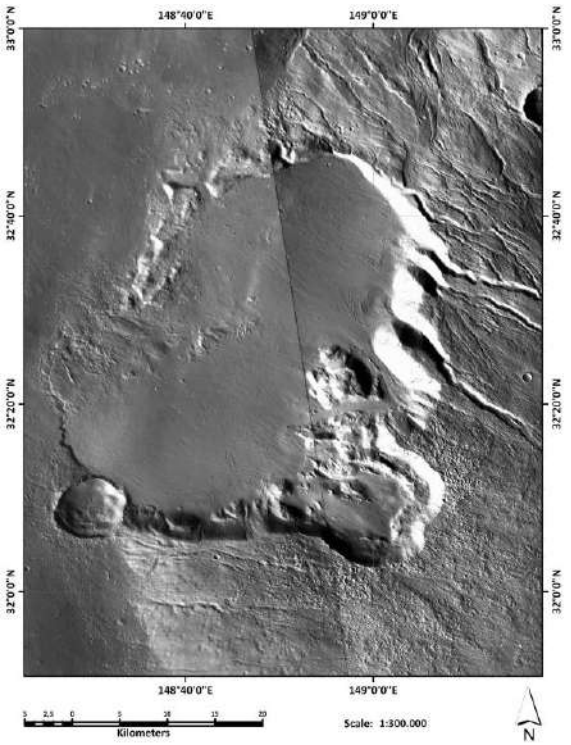


Figura 1. Mosaico de imágenes CTX de la zona de estudio en la ladera NW del volcán Hecates THolus de Marte
Figure 1. CTX Mosaic of the study area in the NW flanks of Hecates Tholus volcano of Mars.

2. DATOS Y MÉTODOS

Datos

Para llevar a cabo este estudio se ha tomado como punto de partida la cartografía geomorfológica realizada de la base de la ladera NW del volcán Hecates Tholus más actualizada

y detallada hasta el momento (de Pablo y Centeno, 2012) con el fin de localizar las unidades morfológicas de ladera. Para el análisis detallado de dichas morfologías se han empleado las imágenes pancromáticas tomadas por el instrumento *High Resolution Imaging Science Experiment* (HiRISE) a bordo de la sonda *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) de la agencia espacial NASA, cuya resolución nominal de 0,35 m/pixel (McEwen *et al*., 2007).

Por otro lado, para el estudio de la temperatura superficial se emplearon los datos de temperatura del brillo (PBT) en Celsius derivados de la banda térmica (banda 9, 12.57 micrometros) de las imágenes multiespectrales (10 bandas) obtenidas por la cámara infrarroja (IR) del instrumento *THermal EMission Imaning System* (THEMIS) a bordo de la sonda de la misión *2001 Mars Odyssey* de NASA, cuya resolución espacial es de 100 m/píxel (Christensen *et al*., 2004). De este mismo instrumento, se emplearon los productos de albedo (ALB) derivados de la cámara visible (VIS) multiespectral (5 bandas), cuya resolución nominal es de 18 m/píxel.

Todos estos datos fueron obtenidos de forma gratuita a través del servidor de datos planetarios *Mars Orbital Data Explorer* (MODE) de (https://ode.rsl.wustl.edu/mars/) del nodo de Geociencias del *Planetary Data System* (PDS) de NASA.

Finalmente, para el estudio morfométrico de las laderas se ha empleado el modelo digital de elevaciones (MDE) derivado de pares de imágenes tomadas por el instrumento *Context* (CTX), también a bordo de la misión MRO. Aunque las imágenes pancromáticas CTX tienen una resolución nominal de 6 m/píxel (Malin *et al*., 2007), los MDE derivados de ellas a través de la plataforma MarsSI de la Universidad de Lyon en Francia (https://marssi.univ-lyon1.fr/; Quantin-Nataf *et al*., 2018), tienen una resolución de 12 m/píxel.

Métodos

Todos estos datos han sido integrados en un Sistema de Información Geográfica (SIG) mediante el uso del software QuantumGIS (QGIS) v3.23 empleando el sistema de referencia *Mars_Equidistant_Cylindrical IAU2000: 49910*, y en el que se instaló el complemento *Terrain Profile* para la realización de perfiles topográficos y térmicos de las laderas de estudio. Precisamente, para el estudio de la topografía, se creó un mosaico con 3 de los MDE obtenidos de las imágenes CTX usando las herramientas propias de QGIS. Otras herramientas del programa fueron empleadas para obtener mapas de pendientes, orientaciones, curvatura tangencial y longitudinal, entre otros.

Los datos PBT se emplearon para el estudio de la temperatura superficial de las laderas. Además, estos datos fueron agrupados en función del periodo diurno o nocturno en el que fueron tomados, así como por estaciones en función de la longitud solar (Ls) del momento de su captura (ej., Mischna, 2018). Para el cálculo de la Inercia Térmica Aparente (ATI), se aplicó la siguiente ecuación: $ATI = (1 - A) / (Tday - Tnight)$ (Prize, 1977) donde *A* es el albedo tomado del producto de la imagen THEMIS-VIS V70039003, y *Tday* y *Tnight* la temperatura del brillo durante el día y la noche, respectivamente. Para realizar este cálculo mediante la calculadora ráster de QGIS se emplearon dos pares de imágenes entre los datos PBT disponibles correspondiéndose a los que tenían menor diferencia de longitud solar (aprox. 1° de arco), aunque fueron tomados en distintos años de la misión (Tabla 1), para el verano y el otoño.

Tabla 1. Datos PBT de temperatura del brillo de la zona de estudio agrupados por periodo y longitud solar de su adquisición, con indicación de los atos usados para el cálculo de verano (v) y otoño (o) de ATI.

Table 1. Brightness temperature data (PBT) of the study area grouped by period and solar length of acquisition, with an indication of the used for the calculation of summer (v) and autumn (o) ATI.

THEMIS	Periodo	Estación	Ls	Nota
I64620043	Noche	Otoño	182,27	ATIo
I96809006	Noche	Verano	131,56	ATIv
I71810014	Día	Verano	132,69	ATIv
I64589009	Día	Otoño	180,81	ATIo

3. MORFOLOGÍA DE LADERAS

En las laderas de la zona de estudio se cartografiaron 4 unidades diferentes en función de la textura observada en las imágenes, y que fueron denominadas como *Rough slope unit* (RS), *Smooth slope unit* (SS), *Creed deposit unit* (CD) and *Badlands unit* (B), aunque en el fondo de algunos de estos valles se pueden distinguir aún posibles depósitos glaciares denominados como *Glacier deposits unit* (GD) (Figura 2). Las unidades RS y B se corresponden con superficies rocosas de textura irregular, posiblemente erosionadas por el agua de escorrentía en el caso de la segunda de ellas. Por otro lado, mientras la unidad SS se caracteriza por una superficie

homogénea de textura suave, pero con una muy ligera rugosidad en forma de escalones perpendiculares a la pendiente apenas perceptible en las imágenes más alta resolución (HiRISE), la unidad CD se caracteriza por una superficie altamente rugosa y escalonada de forma perpendicular a la pendiente. Además, algunas laderas de la unidad CD presentan dos áreas claramente distinguibles en las imágenes HiRISE. Por un lado, la parte superior de estas laderas presenta ese escalonado previamente descrito, pero en la parte inferior puede distinguirse un depósito de pie de ladera con morfologías lobuladas, pero también afectado por esta textura escalonada (Figura 2).

4. ANÁLISIS TOPOGRÁFICO

El mapa de orientaciones muestra una correlación entre la localización de las diversas unidades de ladera y la orientación de éstas, siendo la unidad SS la que se encuentra siempre en laderas orientadas en umbría, es decir, en orientaciones N y NE, mientas que la unidad CD, que muestra la textura escalonada más marcada, está siempre localizada en laderas de solana, es decir, con orientaciones S, SW.

Por otro lado, aunque el MDE de mayor resolución disponible tiene menos resolución que las imágenes, es posible observar, tanto en los mapas de rugosidad derivados, como en los perfiles topográficos, la asimetría entre las laderas, con morfologías escalonadas en las laderas con presencia de la unidad CD y uniformes en las laderas con presencia de la unidad SS. Esto es también visible en los mapas de curvatura longitudinal de la ladera, donde la mayor rugosidad se concentra en los lugares con presencia de la unidad CD en las laderas de solana. De esta forma, se corrobora que las morfologías observadas en las imágenes no se corresponden con artefactos o con cambios de coloración, albedo o textura de la superficie, sino con un cambio real de la morfología éstas.

5. ANÁLISIS TÉRMICO

Los cálculos de ATI muestran una asimetría entre las laderas de solana y umbría, tanto en verano como en otoño, siendo mucho más neta en el periodo estival. En el otoño, la ATI es más variable en las laderas de solana, revelando la presencia de afloramientos rocosos. Por otro lado, los valores de ATI son más elevados

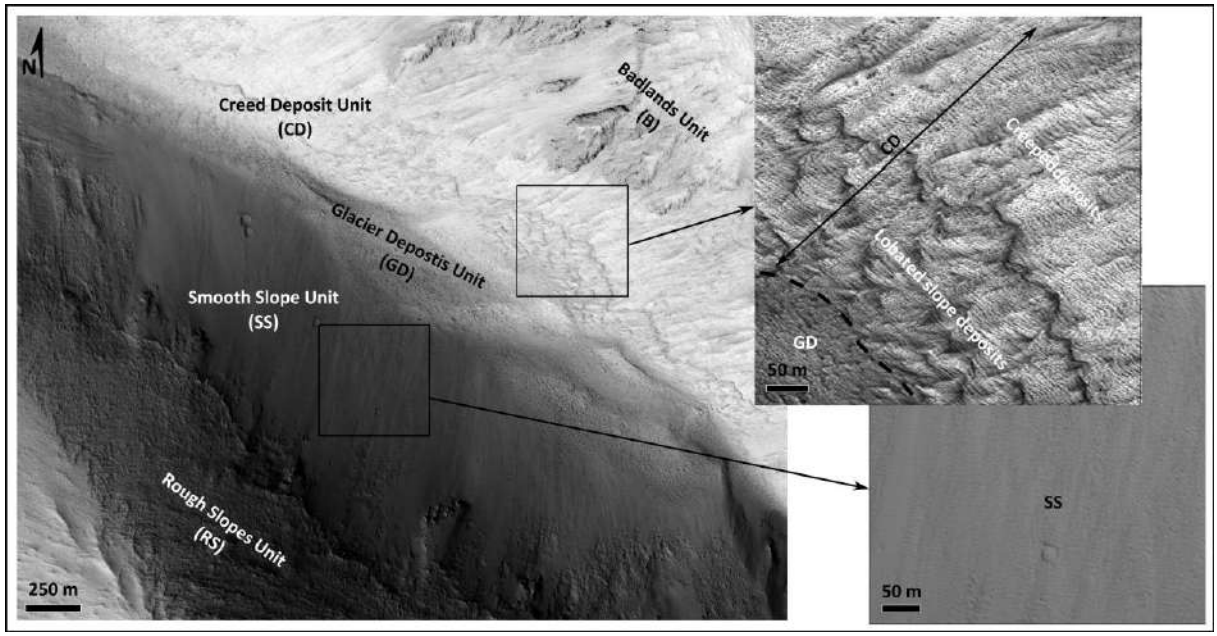


Figura 2. Imagen HiRISE (esp_024418_2125_red) mostrando la distribución asimétrica de los depósitos de ladera, suaves y sin rasgos destacables en las laderas de umbría (*Smooth Slope unit*, SS), y escalonados en las laderas de solana (*Creep Deposits unit*, CD), en los que además se distinguen depósitos lobulados de pie de ladera apoyados sobre los depósitos glaciares del fondo del valle (*Glacier Deposit unit*, GD). Las partes altas de las laderas muestran superficies rugosas (Rought Slopes unit, RS) e incluso morfologías acarcabadas entre afloramientos rocosos (Badlands Unit, B) (Tomado de de Pablo, 2015)
Figure 2. HiRISE image (esp_024418_2125_red) showing the asymmetrical distribution of slope deposits, smooth and featureless on the north-facing slopes (Smooth Slope unit, SS), and staggered on the south-facing slopes (Creep Deposits unit, CD), in which lobed deposits at the foot of the slope resting on the glacial deposits of the valley floor (Glacier Deposit unit, GD). The upper parts of the slopes show rough surfaces (Rought Slopes unit, RS) and badland morphologies between rocky outcrops (Badlands Unit, B). (From de Pablo, 2015)

durante el periodo estival en las laderas de solana, mientras que en las de umbría, los valores son más altos durante el otoño. Es importante mencionar que en la unidad GD asociada a depósitos glaciares, los valores de ATI, especialmente durante el verano, son mucho más altos que en cualquier de las otras unidades, independientemente de su orientación.

6. DISCUSIÓN

En base a las observaciones realizadas, establecemos que la textura escalonada observada es causada por procesos de reptación en las laderas, y que el distinto grado de desarrollo en las distintas laderas se podría deber a que estos depósitos de talud se encuentran cementados con hielo, que se ven afectados de forma diferencial por el calentamiento solar debido a su ángulo de pendiente y orientación. Los procesos de solifluxión en las laderas de Marte ya eran bien conocidos (ej., Johnsson *et al*., 2018), pero de la misma manera que las torrenteras (*gullies*) se han relacionado clásicamente con taludes con mayores tasas de insolación, la unidad CD podría ser el resultado del movimiento de reptación de los materiales de la pendiente debido a que el calentamiento solar funde el hielo intersticial facilitando el desarrollo de procesos de reptación. El continuo movimiento de estos materiales ladera abajo explicaría también la presencia de depósitos en el pie de ladera. Dado que las marcas de reptación también son observables en los depósitos del pie de ladera de la unidad CD, interpretamos que este proceso se repitió también después de que se formaron los depósitos lobulados y que, por tanto, es un material con presencia de agua en sus poros, y que el proceso ha seguido ocurriendo durante un largo periodo de tiempo. Por el contrario, en las laderas situadas en sombra, los procesos de reptación, aunque también existentes, no serían tan importantes pues apenas son identificables en la unidad SD que, además carece de depósitos al pie de la ladera.

Este modelo, es compatible con las condiciones clásicas requeridas para la formación de *gullies* en las laderas de solana, y concuerda con las diferentes observaciones y modelos sobre la presencia y distribución de materiales de hielo-cemento, depósitos ricos en hielo y depósitos de latitudes medias estratificados durante las recientes edades de hielo en Marte (ej., Carr y Head, 2010).

7. CONCLUSIONES

En base a las observaciones realizadas, establecemos que la textura escalonada observada en las laderas de estudio es causada por procesos de reptación, y cuya relevancia en dichas laderas se distribuye de forma coherente con la orientación de solana o umbría de las mismas, tal y como confirma el análisis de los datos topográficos. La presencia de los procesos de reptación y sus diferencias entre laderas lo relacionamos con la presencia de agua intersticial cuya congelación/descongelación favorece los movimientos de reptación y consecuentemente el movimiento ladera abajo de los materiales de esta, dando lugar a los depósitos de pie de ladera observados.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Carr, M.H.y Head, J.W. 2010. Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3-4). 185-203.

Christensen, P.R., B.M. Jakosky, H.H. Kieffer, M.C. Malin, H.Y. McSween, Jr., K. Nealson, G.L. Mehall, S.H. Silverman, S. Ferry, M. Caplinger y M. Ravine, (2004) The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission. *Space Science Reviews*, 110. 85-130.

de Pablo y Centeno, 2012. Geomorphological map of the lower NW flank of the Hecates Tholus volcano, Mars (scale 1: 100,000). *Journal of Maps* 8. 208-214.

de Pablo, M.A. 2015. Glacial geomorphology of the flank of the Hecates Tholus Volcano, Mars. PhD-Thesis. Universidad Complutense de Madrid. Madrid, Spain. 252 pp.

Johnsson, A., Conway, S.J., Reiss, D., Hauber, E. y Hiesinger, H. (2018). Slow Periglacial Mass Wasting (Solifluction) on Mars. *Dynamic Mars*, 239–269.

Malin, M. C., Bell, J. F., Cantor, B. A., Caplinger, M. A., Calvin, W. M., Clancy, R. T., ... y Wolff, M. J. (2007). Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E5). E05S04.

McEwen, A., Eliason, E., Bergstrom, J., Bridges, N., Hansen, C., Delamere, W., Grant, J., Gulick, V., Herkenhoff, K., Keszthelyi, L., Kirk, R., Mellon, M., Squyres, S., Thomas, N. y Weitz, C. (2007). Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E5). E05S02.

Mischna, M.A. (2018). Orbital (Climatic) Forcing and Its Imprint on the Global Landscape. *Dynamic Mars*, 3-48.

Price, J.C. 1977. Thermal inertia mapping: a new view of the Earth. *JGR*, 82. 2582-2590.

Quantin-Nataf, C., Lozac'h, L., Thollot, P., Loizeau, D., Bultel, B., Fernando, J., Allemand, P., Dubuffet, F., Poulet, F., Ody, A., Clenet, H. Leyrat, C.y Harrisson, S. (2018). MarsSI: Martian surface data processing information system. *Planetary and Space Science*, *150*, 157-170.



Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 471-474. ISBN: 978-84-10345-81-2

GRID-MAPPING ASISTIDO EN QGIS: UNA SOLUCIÓN INTEGRADA PARA CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA Y MACHINE LEARNING

Assisted grid-mapping in QGIS: An Integrated Solution for Geomorphological Mapping and Machine Learning

R.A. Giron[1] y M.A. de Pablo[2]

1. Ingeniero en Geomática. Universidad del Valle. Cali, Colombia. rafael.giron@correounivalle.edu.co
2. Unidad de Geología. Universidad de Alcalá. 28805 Madrid, España. miguelangel.depablo@uah.es

Abstract: The identification of landforms in planetary imagery is essential for planetary geology. Despite the increasing interest in applying machine learning to automatic geomorphological mapping, very few labeled datasets are available for training models. We present a QGIS plugin designed to streamline expert-based gridmapping and to generate classified image tiles for training machine learning algorithms. The tool integrates grid creation, cell-by-cell annotation, and batch image extraction into a single workflow. Tested with Martian imagery, it supports thematic mapping and dataset generation, providing a practical interface between expert interpretation and automated classification tools.

Palabras clave: Cartografía, SIG, Gridmapping, Machine learning.
Keywords: Cartography, GIS, Grid-mapping, Machine learning.

1. INTRODUCCIÓN

La identificación de formas de relieve en imágenes planetarias constituye una tarea esencial en los estudios de geología planetaria. Sin embargo, a pesar del creciente interés por aplicar técnicas de *machine learning* al reconocimiento automático de morfologías en superficies planetarias (ej., Pina *et al*., 2008; Barret *et al*., 2022; Wright *et al*., 2022) como cráteres de impacto, suelos poligonales, campos de dunas, lóbulos de flujo, deltas y abanicos aluviales, entre otros, apenas existen conjuntos de datos de imágenes previamente etiquetadas por expertos que permitan entrenar modelos de forma fiable (Nagle-McNaughton *et al*., 2022; Da Poian *et al*., 2024). Elaborar estos conjuntos de datos requiere una inversión significativa de tiempo y esfuerzo por parte de especialistas, lo que explica en parte su escasez y la lentitud con la que se desarrollan este tipo de trabajos.

A diferencia de la cartografía geomorfológica clásica —que exige delimitar de forma precisa los contornos de cada forma y asociarla a una unidad espacial continua—, para generar datos útiles en aprendizaje automático es suficiente con saber si un determinado tipo de rasgo está presente o no en una porción de la imagen. Este cambio de enfoque permite recurrir a metodologías más sistemáticas y eficientes, como el denominado *gridmapping*, para facilitar la codificación, y que ya ha sido empleado en numerosas ocasiones en el estudio de otros cuerpos planetarios para la cartografía sistemática de distintos rasgos geomorfológicos (ej., Brooker *et al*., 2015, Orgel *et al*., 2015, 2019 Séjourné *et al*., 2015, 2019; Ramsdale *et al*., 2017, 2019; Hauber *et al*., 2015 Voelker *et al*., 2017, 2020;).

El *gridmapping* es una técnica basada en la división regular del espacio de análisis en una malla de celdas de tamaño fijo, cada una de las cuales es tratada como una unidad independiente de observación. En lugar de delimitar formas completas, el intérprete simplemente evalúa, celda a celda, la presencia, ausencia o duda razonable de un determinado rasgo morfológico, o bien selecciona entre distintos tipos morfológicos previamente definidos. Este enfoque, además de reducir notablemente el tiempo necesario para generar información espacial, garantiza una estructura uniforme y reproducible, ideal para su uso posterior en sistemas automatizados.

Aunque ya existen herramientas SIG que permiten generar mallas regulares y asignar valores a las celdas mediante la tabla de atributos asociada, no ofrecen una operatividad para abordar una cartografía sistemática de forma ágil y eficaz, especialmente cuando se trabaja con decenas o centenas de celdas. Por otra parte, aunque algunos complementos permiten recortar

imágenes a partir de geometrías vectoriales, estas soluciones no están pensadas para procesar grandes volúmenes de fragmentos ni para organizar automáticamente los resultados en carpetas estructuradas según etiquetas de clasificación, como requiere la preparación de datasets para *machine learning*.

En este trabajo se presenta una herramienta desarrollada específicamente para QGIS que resuelve estas limitaciones, integrando en un solo entorno la generación de la malla, la clasificación interactiva de celdas y la extracción automatizada de imágenes etiquetadas. Esta solución busca facilitar tanto la cartografía experta como la producción de conjuntos de datos adecuadamente etiquetados y ordenados, constituyendo un puente operativo entre la interpretación geomorfológica y las metodologías de inteligencia artificial.

2. METODOLOGÍA

El diseño de la herramienta partió de una necesidad doble: por un lado, disponer de un sistema estructurado para realizar cartografías geomorfológicas sistemáticas mediante *gridmapping*; y por el otro, facilitar la generación automatizada de conjuntos de imágenes etiquetadas para su uso en aprendizaje automático. Ambos objetivos implicaban desarrollar una interfaz sencilla, operativa desde un entorno de SIG ya consolidado, y capaz de integrar en un único flujo de trabajo la codificación espacial y la organización de salidas clasificadas.

Se optó por desarrollar el complemento dentro del entorno QGIS, dada su naturaleza de software libre, su amplia base de usuarios en los campos de las Ciencias de la Tierra y de las Ciencias Planetarias, y sus capacidades integradas de procesamiento vectorial y ráster. El desarrollo se llevó a cabo en Python, utilizando la API de PyQGIS, y estructurando el código en tres módulos principales: generación de la malla, interfaz de codificación y sistema de exportación.

La generación de la malla se basa en la creación por código de una cuadrícula de polígonos de dimensiones fijadas por el usuario cuya extensión se ajusta a la de la/s imagen/es base definida/s por el usuario, a coordenadas establecidas, o a la extensión de una capa seleccionada. A cada celda se le asocia una tabla de atributos en la que se añaden dinámicamente campos en función de los elementos morfológicos a cartografiar (clases), y la característica de ellos a caracterizar (dominios). Estos dominios pueden ser simples como presente/ausente/dudoso, o más específico como podría ser una clasificación morfológica, por ejemplo, para el caso de una cartografía de dunas, barján/longitudinal/transversal/estrella. Esta configuración se almacena internamente, junto con la ruta de las imágenes de base empleadas y simbología asignada por el usuario en un fichero de proyecto, en formato JSON, que permite desarrollar la cartografía en varias sesiones.

La interfaz de codificación se implementa como un formulario emergente en el que se cargan automáticamente las clases definidas por el usuario y sus respectivos dominios. Cada celda se convierte en un nodo de interacción: al seleccionarla, el formulario emergente presenta casillas de selección para cada elemento, lo que permite registrar decisiones de forma rápida y controlada. Esta interacción se enlaza con la capa vectorial activa, asegurando que los valores se escriban directamente en la tabla de atributos, y se simbolice de forma automática, permitiendo al usuario identificar claramente las celdas ya cartografiadas y las que no lo están. El uso de este formulario emergente evita el uso directo de ediciones en la tabla de atributos, lo cual reduce errores y el tiempo de trabajo, y mejora la reproducibilidad. Para la exportación de imágenes, se desarrolló un módulo de recorte y organización que emplea las geometrías de la malla como base para extraer fragmentos de la imagen original. Cada recorte se guarda en un directorio estructurado jerárquicamente según el valor de clasificación registrado en la fase de cartografía. El sistema asegura la persistencia de los metadatos espaciales, permitiendo el uso posterior de los fragmentos tanto en entornos de análisis como de entrenamiento automático.

Durante el desarrollo de la herramienta se priorizó la portabilidad, la eficiencia en la escritura sobre los ficheros vectoriales (*shapefile*) y la compatibilidad con múltiples formatos ráster y distintos sistemas de referencia, incluyendo los de superficies planetarias. Las pruebas iniciales se realizaron con imágenes de Marte, garantizando la robustez del sistema en escenarios reales de análisis planetario.

3. FLUJO DE TRABAJO

La herramienta, una vez instalada y activada por el usuario a través del administrador de

complementos de QGIS, muestra una barra de herramientas que da acceso rápido a sus distintas funcionalidades. En primer lugar, es posible crear un nuevo proyecto, asignando un nombre y una carpeta de destino donde se guardarán los resultados del trabajo. A continuación, es necesario definir las imágenes base que se utilizarán, ya sea seleccionándolas entre las incorporadas al proyecto o cargando nuevas en ese momento. La herramienta lee tanto el sistema de referencia como la extensión de la/s imagen/es, pasando a permitir al usuario establecer el tamaño de la malla, pudiendo no ser necesariamente regular. Se facilita una previsualización de la malla con el fin de evitar tamaños excesivamente grandes o pequeños de las celdas. A continuación, se definen los dominios que se desean emplear. El programa facilita una clasificación por defecto (ausente/presente/dudoso), pero el usuario la puede eliminar/modificar/ampliar, o añadir otras según sus intereses. El siguiente paso es la definición de las clases a cartografiar, y la asignación a cada una de ellas de uno de los dominios definidos. Con esta información, se procede a generar la malla de cartografía. (Figura 1).

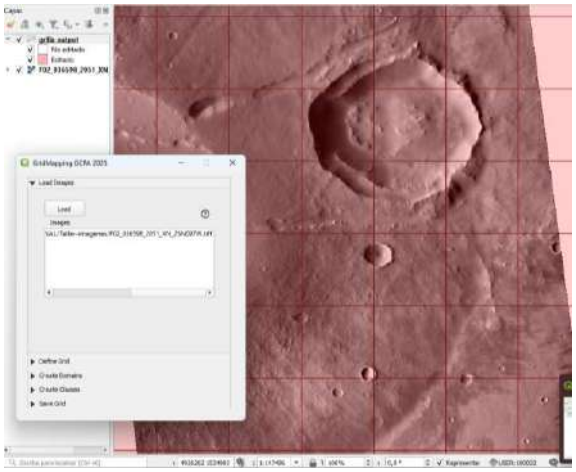


Figura 1. Ejemplo de malla de cartografía sobre imagen CTX de la superficie de Marte.
Figure 1. Example of grid overlapping a CTX image of Mars.

Una funcionalidad de esta herramienta es la de permitir seleccionar y eliminar las celdas que no sean de interés, por ejemplo, por encontrase fuera de una región de interés, o por estar fuera de la imagen cuando tiene una proyección oblicua. Así se eliminan las celdas innecesarias contenidas en la tabla de datos.
Con esto listo, el usuario puede activar la herramienta de cartografía, que da acceso a la modificación dinámica de los valores de la tabla de atributos (Figura 2). Para ello, al pinchar sobre una celda, o seleccionar varias de ellas, una ventana emergente muestra las clases definidas por el usuario y las opciones del dominio creadas para que el usuario pueda asignarlas rápidamente. Al aceptar, la ventana se cierra y los valores se guardan automáticamente en la tabla, evitando así posibles pérdidas de datos. A medida que se va cartografiando, las celdas van cambiando su simbología en función de unos colores que pueden ajustarse en la herramienta de configuración de la que dispone este complemento. Si el usuario está realizando la cartografía de más de una clase, entonces es posible alternar la simbología seleccionando la clase deseada en un cuadro de dialogo desplegable disponible en su barra de herramientas.

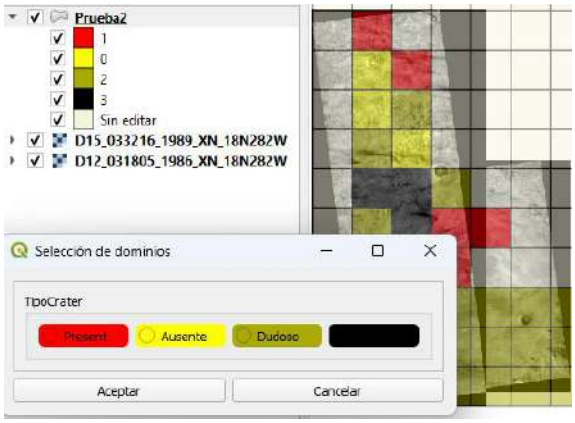


Figura 2. Ejemplo del proceso de edición de la malla.
Figure 2. Example of the grid editing process.

El usuario podría interrumpir la cartografía y reiniciarla en otra sesión. Para ello puede recurrir a la opción de reabrir el proyecto, en vez de crear uno nuevo. Al hacerlo, el programa carga las imágenes y la malla si no estuviesen disponibles en el proyecto de QGIS activo, dejando que el usuario continuara con el desarrollo de la cartografía automática. Y una vez finalizada la cartografía, el usuario puede hacer uso de la malla a su gusto para la elaboración de cartografías temáticas, pero también puede usar la funcionalidad de generar un conjunto de datos de imágenes clasificadas de acuerdo con las clases y dominios empleados en el proyecto. Al realizar esta acción y seleccionar la carpeta de destino, el complemento recorta las imágenes base utilizadas en teselas, tomando como referencia los límites de cada celda de la malla. Estas teselas se guardan en una carpeta con el nombre de la clase y dentro de ella, en otras

carpetas de acuerdo con el nombre de los dominios. Así, el resultado es un conjunto de carpetas con imágenes adecuadamente clasificadas y listas para ser empleadas en trabajos de entrenamiento de algoritmos de aprendizaje automático (*machine learning*).

4. CONCLUSIONES

La herramienta, que se encuentra disponible bajo solicitud a los autores hasta su inserción en el repositorio oficial de complementos de QGIS, ha sido probada con datos de la superficie de Marte, si bien tiene aplicación en cualquier superficie planetaria, incluida la Tierra. Tras su uso en pruebas, ha resultado ser una herramienta de uso sencillo y eficaz, que agiliza la operación cartográfica, y que permite la generación de conjuntos de datos etiquetados de forma rápida y sencilla, resolviendo uno de los cuellos de botella de la aplicación de las técnicas de *machine learning.*

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barrett, A.M., Balme, M.R., Woods, M., Karachalios, S., Petrocelli, D., Joudrier, L. y Sefton-Nash, E. (2022). NOAH-H, a deep-learning, terrain classification system for Mars: Results for the ExoMars Rover candidate landing sites. *Icarus*, 371, 114701.

Brooker, L., Balme, M.R., Conway, S.J., Hagermann, A. y Collins, G.S. (2015). Preliminary Grid Mapping of Fluvial, Glacial and Periglacial Landforms in and Around Lyot Crater. *EPSC abstracts*, 10. EPSC2015–P2810

Da Poian, V., Lyness, E.I., Qi, J.Y., Shah, I., Lipstein, G., Archer Jr., P.D., Chou, L., Freissinet, C., Malespin, McAdam, A.C., Knudson, C.A., Theiling, B.P. y Hörst, S.M. (2024) Leveraging open science machine learning challenges for data constrained planetary mission instruments. *RAS Techniques and Instruments*, 3 (1), 156-165.

Hauber, E., Orgel, C., van Gasselt, S., Reiss, D., Johnsson, A., Ramsdale, J.D., Balme, M.R., Conway, S.J., Costard, F., Gallagher, C., Kereszturi, A., Platz, T., Séjourné, A., Skinner, J.A., Swirad, Z. y Losiak, A. (2015). Mapping Mars' northern plains: origins, evolution and response to climate change – a new overview of recent ice-related landforms in Acidalia Planitia. *46th LPSC*, #1359.

Nagle-McNaughton, T.P., Scuderi, L.A. y Erickson, N. (2022). Squeezing Data from a Rock: Machine Learning for Martian Science. *Geosciences*, 12 (6), 248.

Orgel, C., Hauber, E., Skinner, J.A., van Gasselt, S., Ramsdale, J.D., Balme, M.R., Séjourné, Á. y Kereszturi, A. (2015) Distribution, origin and evolution of hypothesized mud volcanoes, thumbprint terrain and giant polygons in Acidalia, Utopia and Arcadia Planitiae: implications for sedimentary processes in the northern lowlands of Mars. *46th LPSC*, #1862.

Orgel, C., Hauber, E., van Gasselt, S., Reiss, D., Johnsson, A., Ramsdale, J.D., Smith, I.B., Swirad, Z.M., Séjourné, A., Wilson, J.T., Balme, M.R., Conway, S.J., Costard, J., Eke, V.R., Gallagher, C., Kereszturi, A., Łosiak, A., Massey, R.J., Platz, T., Skinner Jr., J.A. y Teodoro, F.A. (2019) Gridmapping the Northern Plains of Mars: a new overview of recent water- and ice-related landforms in Acidalia Planitia. *Journal of Geophysical Research*, 124 (2), 454-482.

Pina, P., Saraiva, J., Bandeira, L. y Antunes, J. (2008) Polygonal terrains on Mars: A contribution to their geometric and topological characterization. *Planetary and Space Science*, 56 (15), 1919-1924.

Ramsdale, J., Balme, M., Conway, S., Gallagher, C., van Gasselt, S., Hauber, E., Orgel, C., Séjourné, A., Skinner, J., Costard, F., Johnsson, A., Losiak, A., Reiss, D., Swirad, Z., Kereszturi, A., Smith, I. y Platz, T. (2017) Grid-based mapping: a method for rapidly determining the spatial distributions of small features over very large areas. *Planetary and Space Science*, 140, 49-61.

Ramsdale, J.D., Balme, M.R., Gallagher, C., Conway, S.J., Smith, I.B., Hauber, E., Orgel, C., Séjourné, A., Costard, F., Eke, V.R., van Gasselt, S., Johnsson, A., Kereszturi, A., Łosiak, A., Massey, R.J., Platz, T., Reiss, D., Swirad, Z.M., Teodoro, F.A. y Wilson, J.T. (2019). Gridmapping the northern plains of Mars: Geomorphological, Radar and Water-Equivalent Hydrogen results from Arcadia Plantia. *Journal of Geophysical ResearchJ*, 124, 504-527

Séjourné, A., Costard, F., Losiak, A., Swirad, Z.M., Balme, M.R., Conway, S.J., Gallagher, C., Hauber, E., Johnsson, A.E., Kereszturi, A., Orgel, C., Platz, T., Ramsdale, J.D., Reiss, D., Skinner Jr., J.A. y van Gasselt S. (2015) Mapping the northern plains of Mars: origins, evolution and response to climate change – a new overview of recent ice-related landforms in utopia Planitia. *46th LPSC*, #1328

Séjourné, A., Costard, F., Swirad, Z.M., Łosiak, A., Bouley, S., Smith, I.B., Balme, M.R., Orgel, C., Ramsdale, J.D., Hauber, E., Conway, S.J., van Gasselt, S., Reiss, D., Johnsson, A., Gallagher, C., Skinner Jr., J.A., Kereszturi, A. y Platz, T. (2019). Grid-mapping the northern plains of Mars: using morphotype and distribution of ice-related landforms to understand multiple ice-rich deposits in Utopia Planitia. *Journal of Geophysical Research.*, 124 (2019), 483-503.

Voelker, M., Hauber, E., Cardesín-Moinelo, A. y Martin, P. (2020). Quantifying the latitudinal distribution of climate-related landforms on Mars' southern hemisphere. *Icarus*, 346, 113806.

Voelker, M., Hauber, E., Schulzeck, F. y Jaumann, R. (2017) Grid-mapping Hellas Planitia, Mars – Insights into distribution, evolution and geomorphology of (Peri)-glacial, fluvial and lacustrine landforms in Mars' deepest basin. *Planetary and Space Science*, 145. 49-70.

Wright, J., Barrett, A.M., Fawdon, P., Favaro, E.A., Balme, M.R., Woods, M.J. y Karachalios, S. (2022). Jezero crater, Mars: application of the deep learning NOAH-H terrain classification system. *Journal of Maps*, 18 (2), 484-496.

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 475-478. ISBN: 978-84-10345-81-2

CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE REDES DE DRENAJE EN TERRA CIMMERIA: IMPLICACIONES PALEOHIDROLÓGICAS EN LA TRANSICIÓN HACIA NEPENTHES MENSAE

Geomorphological and Characterisation of Drainage Networks in Terra Cimmeria: Paleohydrological Implications for the Transition to Nepenthes Mensae

Cristina Luna[1,2] y Miguel Ángel de Pablo[2]

1. GMV Aerospace and Defence SAU, Isaac Newton 11, 28760, Tres Cantos, Spain. cluna@gmv.com
2. Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente. Universidad de Alcalá. 28805 Alcalá de Henares, Spain.

Abstract: The southwestern Terra Cimmeria region, at the Highlands–Lowlands boundary, preserves evidence of fluvial and tectonic activity from the Middle Noachian to Late Hesperian. This study reconstructs the Clamores and Eresma drainage systems using THEMIS-IR and HRSC data in a GIS framework. The network shows high structural complexity and tectonic influence. Hypsometric analysis indicates Clamores retains a younger landscape (HI = 0.85), while Eresma is more incised (HI = 0.79). These findings refine previous interpretations and provide a detailed local-scale framework for future investigations into sediment transport and paleohydrology in Nepenthes Mensae.

Palabras clave: Terra Cimmeria, Marte, paleohidrología, cuencas marcianas, análisis hipsométrico.
Keywords: Terra Cimmeria, Mars, paleohydrology, Martian basins, hypsometric analysis.

1. INTRODUCCIÓN

La región de Terra Cimmeria, en las Tierras Altas de Marte, dentro del cuadrante de Amenthes, constituye un área de especial interés para el estudio de la evolución geológica e hidrológica de Marte, ya que en su límite Norte desembocan numerosos canales. Esta región se caracteriza por estar constituida por unidades que abarcan desde el Noéico medio hasta el Hespérico tardío (Tanaka *et al.*, 2014), por lo que resulta clave para realizar estudios hidrológicos y lacustres, y analizar las influencias tectónicas en la hidrología local. El área de estudio se centra en la red de drenaje en cuya desembocadura en la región de Nepenthes Mensae (Figura 1) han sido descritos deltas de tipo Gilbert, terrazas costeras y sistemas de drenaje fosilizados (de Pablo and Pacifici, 2008; García-Arnay, 2023; García-Arnay *et al.*, 2018; García-Arnay y Gutiérrez, 2020) aunque nunca se han llevado a cabo estudios detallados de la red de drenaje y sus morfometría con el fin de comprender con detalle la historia hídrica de estos canales, algo fundamental para llevar a cabo su reconstrucción y modelización (Molina *et al.*, 2022).

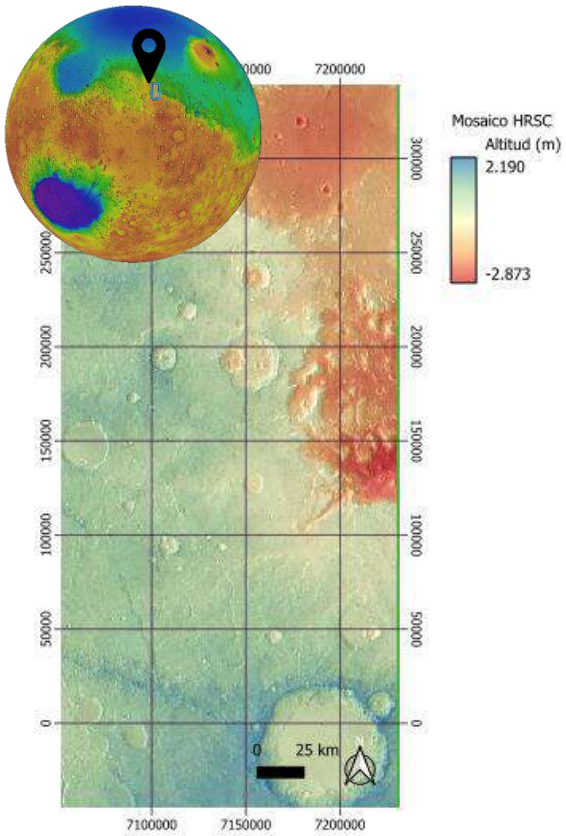


Figura 1. Ttopografía de la zona de estudio en Terra Cimmeria, de Marte.
F*igura 1. Topography of the Study area in Terra Cimmera, Mars.*

2. DATOS Y METODOLOGÍA

En este trabajo se establece la red de drenaje del canal en Terra Cimmeria utilizando el mosaico de imágenes THEMIS-IR Daytime (Christensen *et al.*, 2004) de 100 m/pixel de resolución, y un mosaico de la topografía de la zona elaborada a partir de los modelos digitales de terreno (MDT) derivados de las imágenes h5212, h5230 y h5248 de HRSC (Neukum y Jaumann, 2004), con una resolución de 75 m/pixel. Dichos datos se han obtenido a través del *Mars Orbital Data Explorer* de NASA, y han sido integrados en un Sistema de Información Geográfica (SIG) mediante el uso del programa QGIS 3.40. La red de drenaje y las cuencas fluviales han sido derivadas mediante las herramientas de análisis del terreno de SAGA (Conrad *et al.*, 2015), eliminando de forma manual los artefactos generados, refinando, ajustando y depurando las capas generadas.

Las curvas hipsométricas han sido calculadas utilizando el método de Strahler a partir de los datos de altura y las áreas obtenidas con la herramienta de análisis de terreno ráster de QGIS. Para analizar el control estructural sobre la red de drenaje, se han cartografiado los lineamientos morfo-estructurales y se han estudiado su distribución mediante diagramas en rosa.

3. RESULTADOS

Red de drenaje

La red de drenaje (Figura 2) muestra un sistema fuertemente desarrollado con una estructura jerárquica compleja, con números de Strahler de hasta valor 7. Se distinguen dos afluentes principales que se unen cerca de la desembocadura en la Dicotomía, atravesando numerosos cráteres de impacto a su paso. El primero de ellos, aquí denominado como Clamores, tiene una dirección general O-E, mientras que el segundo de ellos, aquí denominado Eresma, tiene una orientación SO-NE, fuertemente encajado en su tramo final. Una particularidad de esta red de drenaje es que, en el sector suroccidental, se observa una interrupción en el trazado principal de la red asociada a una cresta, lo que sugiere una reorganización local del drenaje tras el levantamiento tectónico que generó dicha cresta.

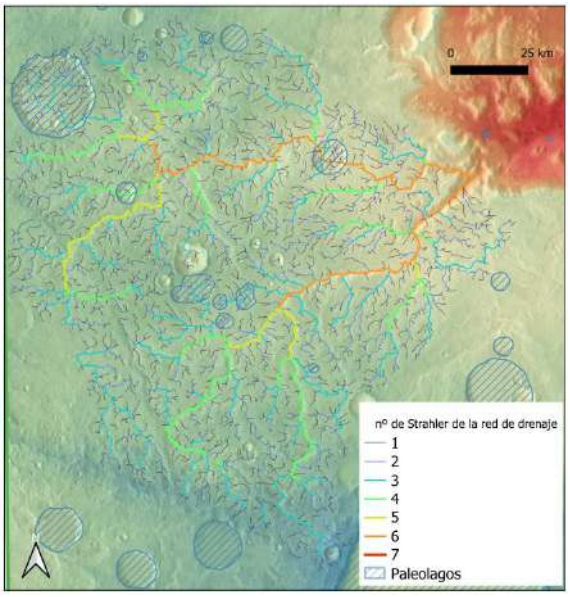


Figura 2. Clasificación de Strahler de la red de drenaje y posibles paleolagos.

Figure 2. Drainage network's Strahler classification and candidate paleolakes.

Cuencas

Ambas cuencas presentan similitudes tanto en tamaño como en forma. La cuenca del Clamores tiene una longitud máxima de 156 km y una anchura de 93 km, con un área aproximada de 9210 km^2. Por su parte, la cuenca del Eresma tiene un largo de 142 km y un ancho de 114 km, con un área aproximada de 9161 km^2 (Figura 3).

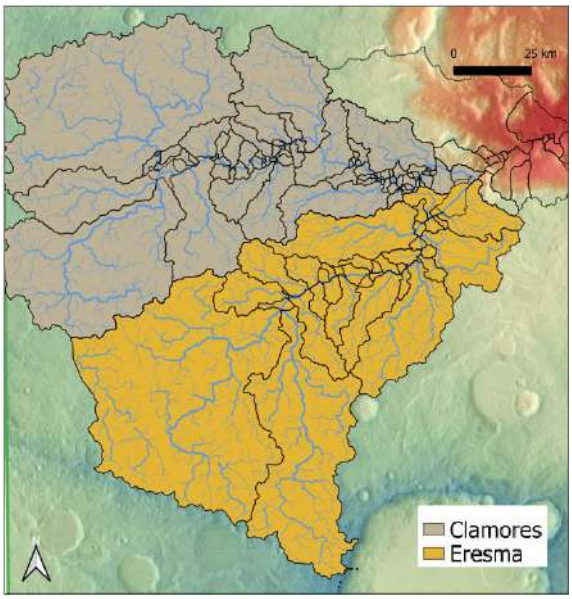


Figura 3. Delimitación de cuencas y subcuencas de los canales Clamores (marrón) y Eresma (naranja).

Figure 3. Eresma (orange) and Clamores' (brown) basin and subbasin delimitation.

La cantidad de subcuencas varía significativamente entre Clamores y Eresma,

debido, principalmente, a que la cuenca de Clamores presenta variación morfológica en su terreno (cráteres, crestas, desniveles y rugosidad) y a que Clamores tiene más ramificaciones menores (números de Strahler 1 y 2) de corta longitud (menores de 5 km) en su canal principal con número de Strahler 6.

Curvas hipsométricas

Las curvas hipsométricas correspondientes a las cuencas del Eresma y del Clamores reflejan diferencias claras en la distribución altitudinal de sus superficies. La cuenca del Clamores presenta un índice hipsométrico de 0.85, lo que indica un relieve elevado, con una gran parte del área concentrada en cotas medias y altas. Su curva muestra una pendiente sin inflexiones bruscas, lo que sugiere una menor disección y un menor grado de evolución erosiva (Bajracharya y Jain, 2021). En cambio, la cuenca del Eresma alcanza un índice hipsométrico de 0.79, ligeramente inferior, y su curva se caracteriza por un descenso más acusado en el tramo inferior, con un mayor porcentaje de superficie distribuido en altitudes bajas (Figura 4). Esta morfología apunta a una mayor incisión y madurez relativa del relieve (Fang *et al.*, 2025). La comparación entre ambas curvas sugiere que el Eresma habría experimentado una erosión más intensa o prolongada.

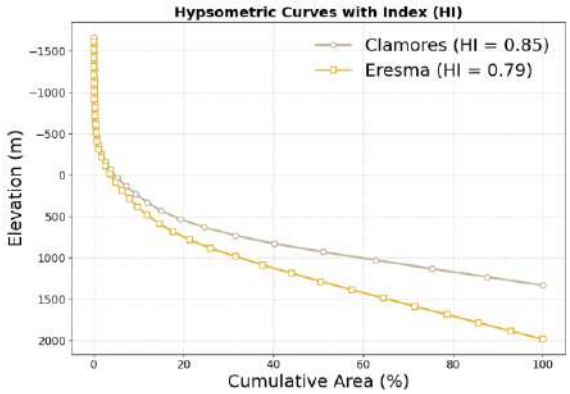


Figura 4. Curvas hipsométricas de Eresma y Clamores.
Figure 4. Eresma and Clamores' hypsometric curves.

Lineamientos

Algunos de los tramos de ambos canales muestran un trazado especialmente rectilíneo, en ocasiones con cambios bruscos de dirección, lo que sugiere un cierto control estructural de dichos cauces. Comparando las direcciones de los lineamientos morfológicos presentes en la zona de estudio con las de los trazados de los canales se puede observar una coincidencia clara en las direcciones preferenciales NE-SO y NO-SE (Figura 5). Esta concordancia sugiere una posible relación entre la estructura del terreno y la orientación de los canales, es decir, que e su momento, las corrientes fluviales aprovecharon las zonas de debilidad estructural para encajarse y afianzar su trazado.

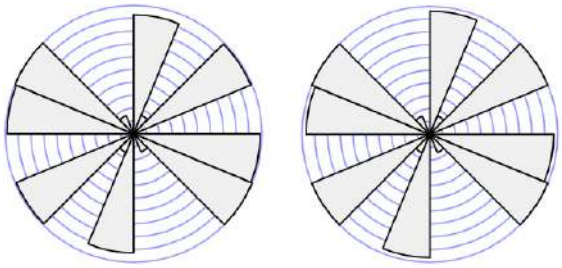


Figura 5 Diagramas en rosa de la red de drenaje (izquierda) y de los lineamientos morfológicos (derecha)
Figure 5. Channel network (left) and lineaments (right) rose diagrams.

4. DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos permiten inferir una evolución geomorfológica diferenciada para las dos principales cuencas identificadas: Clamores y Eresma. Si bien ambas presentan dimensiones similares y se desarrollan en un contexto geológico análogo, las diferencias observadas en sus curvas hipsométricas indican estadios de evolución distintos. La cuenca del Clamores, con un índice hipsométrico más elevado, conserva un relieve más joven y menos diseccionado, lo cual podría estar relacionado con una actividad erosiva más reciente o limitada. Por el contrario, la cuenca del Eresma muestra signos de mayor incisión, probablemente resultado de una historia erosiva más prolongada o de un mayor control estructural.

El análisis de lineamientos morfoestructurales refuerza esta hipótesis. La coincidencia entre los trazados de los cauces y los alineamientos tectónicos sugiere que la red de drenaje ha estado condicionada por estructuras cuya orientación rectilínea y cambios angulosos apuntan a un fuerte control estructural. La reorganización del drenaje en el sector suroccidental añade evidencias de una interacción activa entre tectónica y evolución hidrológica.

Ambas cuencas desembocan en un valle abierto que conecta con un delta de tipo Gilbert

superpuesto a un abanico aluvial. Esta configuración sugiere un cambio en las condiciones del entorno de desembocadura a lo largo del tiempo. En una fase inicial, el flujo fluvial alcanzó unas tierras bajas sin la presencia de un cuerpo de agua estable, lo que dio lugar al abanico aluvial. Posteriormente, la presencia de un delta Gilbertiano indica que se desarrolló un lago en la desembocadura, actuando como cuerpo receptor de los sedimentos. Las variaciones altitudinales dentro de cada cuenca pudieron influir en el volumen y la dinámica de los flujos, afectando la morfología sedimentaria final (García-Arnay, 2023). Así, las diferencias hipsométricas observadas entre Clamores y Eresma podrían reflejar no sólo grados distintos de incisión, sino también comportamientos hidrológicos diferentes (De Villiers *et al.*, 2013) que habrían influido en la morfología del delta y en la secuencia de deposición de abanicos y cuerpos deltaicos en Nepenthes Mensae.

5. CONCLUSIONES

Este trabajo presenta una reconstrucción de la red de drenaje a partir de la topografía, en una región clave para entender las transiciones hidrológicas en Marte, localizada entre Terra Cimmeria y Nepenthes Mensae. Los dos canales estudiados, Clamores y Eresma (nombres no oficiales), muestran características geomorfológicas que permiten inferir diferencias en sus grados de evolución y posiblemente en sus dinámicas erosivas. Las curvas hipsométricas apoyan esta diferenciación y sugieren una incisión más marcada en el Eresma.

La influencia de la estructura del terreno sobre el trazado de los canales se manifiesta en la alineación de los cauces con direcciones preferentes, lo que permite plantear un control tectónico significativo en la organización fluvial. Estos elementos, junto con la identificación de zonas de posible reorganización hidrológica, refuerzan la complejidad de los procesos que modelaron el paisaje marciano en esta región. La cartografía producida aporta una base local sólida para futuros análisis que profundicen en la relación entre la tectónica, la historia hídrica de estos canales y los procesos fluvio-sedimentarios existentes en la dicotomía entre Terra Cimmeria y Nepenthes Mensae.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bajracharya, P., Jain, S. (2021). Characterization of drainage basin hypsometry: A generalized approach. *Geomorphology* 381, 107645. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107645

Christensen, P.R., Jakosky, B.M., Kieffer, H.H., Malin, M.C., McSween, Jr., H.Y., Nealson, K., Mehall, G.L., Silverman, S.H., Ferry, S., Caplinger, M. y Ravine, M. (2004). The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission. *Space Science Reviews* 110, 85–130. https://doi.org/10.1023/B:SPAC.0000021008.16305.94

Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Wehberg, J., Wichmann, V. y Böhner, J. (2015). System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geoscientific Model Development*, 8, 1991–2007. https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015

de Pablo, M. y Pacifici, A. (2008). Geomorphological evidence of water level changes in Nepenthes Mensae, Mars. *Icarus* 196, 667–671. https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.04.005

De Villiers, G., Kleinhans, M.G. y Postma, G., (2013). Experimental delta formation in crater lakes and implications for interpretation of Martian deltas. *JGR Planets* 118, 651–670. https://doi.org/10.1002/jgre.20069

Fang, J., Luo, W., Howard, A.D., Craddock, R.A., Oliveira, E.A. y Pires, R.S. (2025). Global comparative basin hypsometric analysis of Earth and Mars: Implications for early Mars climate. *Earth and Planetary Science Letters* 653, 119226. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2025.119226

García-Arnay, Á. (2023). Geologic map of the Terra Cimmeria-Nepenthes Mensae transitional zone, Mars – 1:1.45Million. Journal of Maps 19, 2227205. https://doi.org/10.1080/17445647.2023.2227205

García-Arnay, Á. y Gutiérrez, F. (2020). Reconstructing paleolakes in Nepenthes Mensae, Mars, using the distribution of putative deltas, coastal-like features, and terrestrial analogs. *Geomorphology* 359, 107129. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107129

García-Arnay, Á., Gutiérrez, F., Pablo, M.Á. de y Fernández, S. (2018). Characterization and Interpretation of the Fan-Shaped and Terrace-Like Features Identified in Nepenthes Mensae, Mars, in: European Geosciences Union General Assembly (EGU). Vienna, Austria.

Molina, A., De Pablo, M.Á., Herreros, I., Pertuz Domínguez, A., Roldán Caselles, G., Martínez y A. (2022). Modeling of fluvial episodic events at a channel in Nepenthes Mensae region of Mars. https://doi.org/10.5194/epsc2022-413

Neukum, G. y Jaumann, R. (2004). HRSC: the High Resolution Stereo Camera of Mars Express 1240, 17–35.

Tanaka, K.L., Skinner, Jr., J.A., Dohm, J.M., Irwin, I., R.P., Kolb, E.J., Fortezzo, C.M., Platz, T., Michael, G.G., y Hare, T.M. (2014). *Geologic map of Mars (Scientific Investigations Map No. 3292)*. U.S. Geological Survey. https://doi.org/10.3133/sim3292

Ruiz-Fernández, J., Menéndez-Duarte, R.A., García-Hernández, C., Rodríguez-Rodríguez, L., Herrán-Alonso, M., Vázquez-Tarrío, D., Gallinar, D., Fernández-Iglesias, M.E., González-Díaz, B., Ferri-Hidalgo, L., Ochoa-Álvarez, M., Incera-Sañudo, L., Fresnedo-Guillén, F., Pérez-García, L. (2025). *Avances de la Geomorfología española en 2023-2025*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Ediciones Trabe – Sociedad Española de Geomorfología, Oviedo, págs. 479-482. ISBN: 978-84-10345-81-2

RECONSTRUCCIÓN DE LA TOPOGRAFÍA PREVIA A LA FORMACIÓN DEL SISTEMA DELTA-ABANICO DE COPRATES-CATENA (MARTE): UN ENFOQUE METODOLÓGICO

Reconstructing the Past Topography of the Coprates Fan-Delta System (Mars): A Methodological Approach

Antonio Molina[1,2], Isabel Herreros[1,3], M.A. de Pablo[2], Teresa Martínez-Pérez[1], Eloisa Sintes[1], Agnese Caramanico[4], David Pascual[1], Carmen Haukes[1,2], Belén Gómez[1,2,5], Maria Reboredo-Prado[1]

1. Centro de Astrobiología, CAB (CSIC-INTA), Carretera de Ajalvir km4, 28850 Torrejón de Ardoz, Madrid, Spain. amolina@cab.inta-csic.es
2. Universidad de Alcalá de Henares, Alcalá de Henares, Madrid, Spain.
3. Dept. de Ingeniería Térmica y Fluidos, Universidad Carlos III de Madrid, 28911 Leganés, Madrid, Spain.
4. Dept. of Pure and Applied Sciences, University "Carlo Bo" 66013 Urbino, Italy.
5. Current affiliation: Cebreros Deep Space Satellite Tracking Station, ESA 05260 Cebreros, Ávila. Spain.

Abstract: This study presents a methodology for reconstructing the past topography of the Coprates fan-delta system on Mars, with the goal of defining the initial conditions for modeling its formation. Using remote sensing, geomorphological mapping, and algorithmic surface reconstruction, the method restores the pre-depositional landscape by removing the fan and refilling the valley. The approach ensures volume consistency and geological plausibility, allowing for an accurate interpretation of the final depositional phase. The reconstructed surface provides a reliable foundation for understanding sediment transport and environmental conditions during Mars' early geological history.

Palabras clave: Marte, Transporte de sedimentos, Reconstrucción topográfica, Deslizamientos de ladera, Modelización numérica.
Keywords: Mars, Sediment transport, Topographic reconstruction, Landslide, Numerical modelling.

1. INTRODUCCIÓN

La correcta interpretación y comprensión de la evolución de formaciones del relieve en Marte es esencial para reconstruir la historia climática y geológica del planeta vecino. Entre las formas más destacadas observadas en su superficie se encuentran los depósitos en forma de abanico y deltas, que sugieren la presencia de agua líquida y un transporte activo de sedimentos en el pasado. La región de Coprates-Catena, situada al sureste de Valles Marineris (Figura 1), presenta un ejemplo particularmente bien conservado de este tipo de sistema, donde la actividad tectónica y los procesos sedimentarios han interactuado para formar un complejo abanico escalonado.

El objetivo de este trabajo es reconstruir la topografía previa a las diferentes fases que dieron lugar al sistema abanico-delta de Coprates-Catena, que podemos observar actualmente (Figura 1), con el fin de obtener las condiciones iniciales necesarias para reconstruir su proceso de formación mediante modelización numérica. Esto requiere una metodología sólida

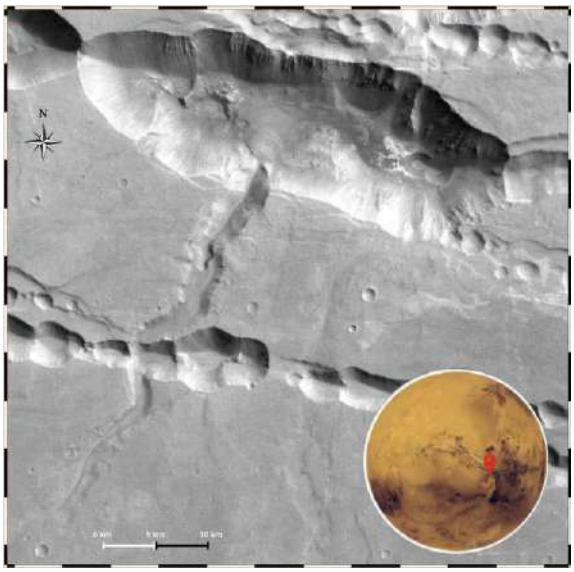


Figura 1. Sistema delta-abanico en Coprates-Catena (mosaico CTX) y ubicación en un mapa de Marte (Viking).
Figure 1. Fan-delta system in the Coprates Catena region (CTX mosaic), and location on a Mars globe (Viking).

y reproducible capaz de modificar la geometría superficial previa a los diferentes eventos que dieron lugar al paisaje actual.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Coprates-Catena es una región tectónicamente activa caracterizada por fallas extensionales, grabens y depresiones profundas (Figura 1). El abanico estudiado se encuentra al final de un valle de 45 km de longitud, que desemboca en una depresión de 48 km de largo, 16 km de ancho y hasta 3,3 km de profundidad. El abanico tiene un radio de entre 4,9 y 8,5 km y está compuesto por capas sedimentarias estratificadas con pendientes de entre 20° y 30° (Grindrod *et al.*, 2018; Weitz *et al.*, 2006).

Estudios previos sugieren que el abanico se formó en varias etapas, probablemente mediante el transporte de una mezcla de arcilla y agua a lo largo del valle, que se fue depositando de forma escalonada mediante varios eventos (Di Achille *et al.*, 2006; Salese *et al.*, 2019). La escasa actividad erosiva durante el periodo Amazónico ha permitido conservar estas formaciones, lo que convierte a esta zona en un lugar ideal para análisis reconstructivos.

Interpretación de la formación del depósito

Se interpreta que el abanico se formó en dos episodios principales (Figura 2), representado la Fase 0 la superficie actual:

- Episodio más antiguo (Fase 2) Corresponde a un depósito deltaico subacuático, formado en presencia de un lago profundo dentro de la depresión tectónica.
- Episodio más reciente (Fase 1): Representa un abanico aluvial subaéreo, depositado sobre el delta anterior tras una fase de desecación o descenso del nivel del agua.

Este estudio se centra en la reconstrucción topográfica de ambos episodios, con el objetivo de comparar sus condiciones geomorfológicas y sedimentarias.

3. MARCO METODOLÓGICO

La metodología desarrollada en este estudio está diseñada para reconstruir con precisión la topografía previa a la deposición del sistema de abanico-delta de Coprates-Catena en sus diferentes fases. Integrando la teledetección, la interpretación geomorfológica mediante cartografía y la reconstrucción algorítmica de superficies, generamos un flujo de trabajo estructurado e iterativo, que permite la modificación rápida de las condiciones iniciales requeridas para la modelización numérica posterior de los fenómenos de trasporte y sedimentación.

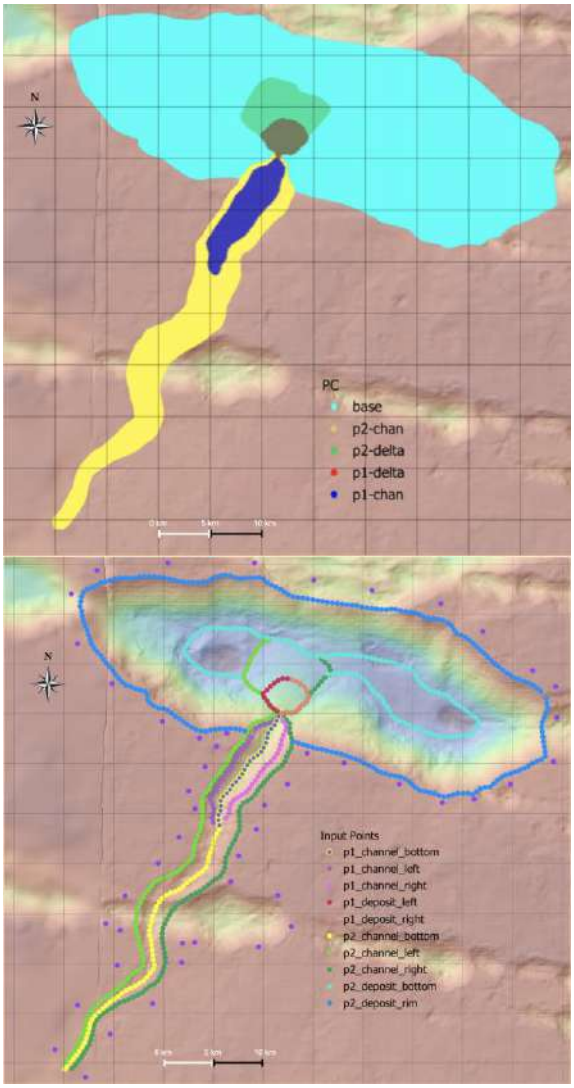


Figura 2. Arriba, unidades morfológicas correspondientes a las fases seleccionadas: Fase 1 (P1) y Fase 2 (P2). Abajo, selección de puntos de entrada utilizados para la reconstrucción topográfica en 2D y 3D mediante un algoritmo matemático.

Figure 2. Top, morphological features corresponding to the selected phases: Phase 1 (P1) and Phase 2 (P2). Bottom, selection of input points (IP) used for 2D and 3D topographic reconstruction through a mathematical algorithm.

Fundamento conceptual

La reconstrucción parte del supuesto de que el abanico actual se originó a partir de material transportado por el valle y acumulado en la depresión. Para simular este proceso, es necesario eliminar el abanico de la topografía actual y rellenar el valle aguas arriba con un volumen equivalente de material. Este

procedimiento permite restaurar la geometría original del canal antes del evento de deposición, mediante un enfoque que se basa en principios geomorfológicos y de conservación de volumen, garantizando que la superficie reconstruida sea física y geológicamente plausible y coherente.

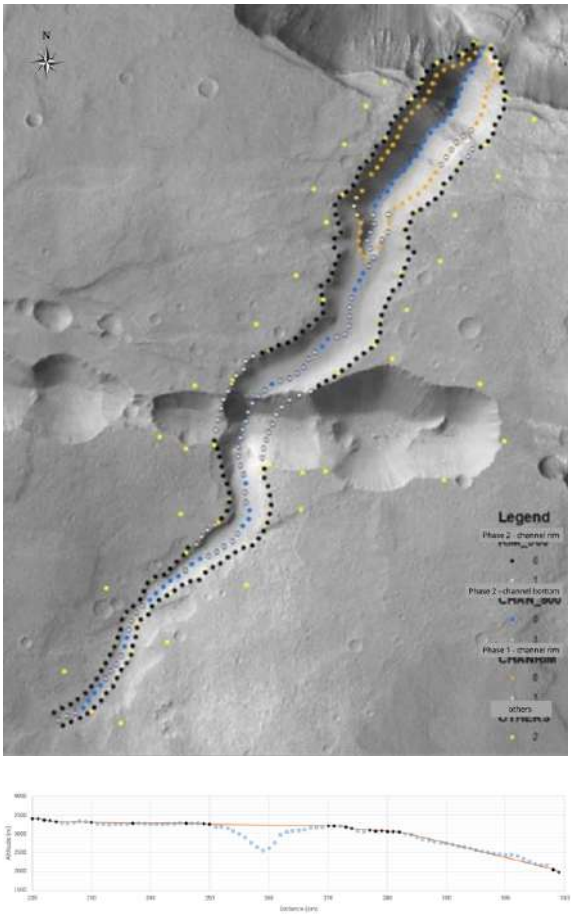


Figura 3. Arriba, vista en planta de los puntos seleccionados clasificados como Tag 1 o Tag 0. Abajo, puntos del fondo del canal (*talweg*) correspondiente a la Fase 2 (P2), junto con su reconstrucción (línea naranja) evitando los puntos con Tag 0 (en azul).
Figure 3. Top, map view of the selected points classified as Tag 1 or Tag 0. Bottom, channel bottom (talweg) points corresponding to Phase 2 (P2), along with reconstruction (orange line), avoiding the Tag 0 points (in blue).

Procedimiento de reconstrucción

Comenzamos realizando la cartografía geomorfológica (simplificada en Figura 2). Para ello, utilizamos imágenes de satélite de alta resolución y datos topográficos para delimitar elementos clave como los bordes del canal, el *talweg* y los límites del depósito. En nuestro caso usamos imágenes HRSC, CTX y HiRISE, y se extrae la topografía para cada punto de datos (datos HRSC y MOLA), asegurando una representación fiel del terreno. Así se obtienen los puntos de entrada (Figura 2).

A continuación, realizamos la clasificación y el filtrado de los puntos de entrada (Figura 3). Seleccionamos y etiquetamos los 803 puntos topográficos como utilizables (Tag 1) o excluidos (Tag 0), según si su altitud actual representa condiciones previas al evento o han sido modificadas por algún evento posterior y/o ajeno a la formación del sistema delta-abanico, respectivamente.

Con estos puntos, realizamos la reconstrucción topográfica de la superficie utilizando un algoritmo matemático basado en técnicas de interpolación por splines de placa delgada (*thin plate spline*) implementado en MATLAB. Así, interpolamos tanto la superficie previa al evento, como la superficie del material posteriormente movilizado reubicado en el interior del canal (superficies que denominamos MAP y TOP, respectivamente) a partir del conjunto de puntos filtrados, generando así varios modelos 3D del área para las diferentes fases.

A partir de estas superficies llevamos a cabo el análisis y balance de volúmenes (Figura 4). Para ello, se calcula el volumen del abanico y se compara con el volumen necesario para rellenar el canal, asegurando la conservación de masa.

Finalmente, reconstruiremos el proceso dinámico de formación del depósito mediante un modelo numérico y la topografía final obtenida se compara con la observada. El flujo de trabajo se repite iterativamente hasta que se alcanza un cierto grado de precisión, mejorando así la precisión de la reconstrucción y aportando información sobre la dinámica y reología del depósito.

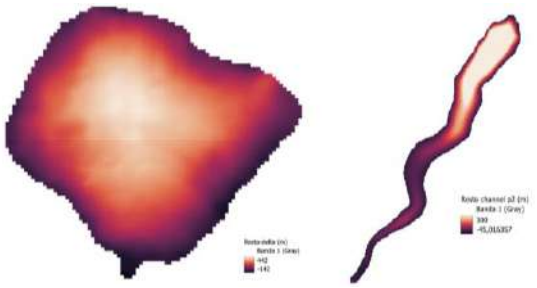


Figura 4. Comparación de volúmenes del delta (izquierda) y en el canal (derecha) de la Fase 2 (a diferente escala).
Figure 4. Volume comparison in the delta zone (left) and in the channel (right) of Phase 2 (different scale).

4. RESULTADOS

El proceso de reconstrucción topográfica se ha centrado en dos episodios diferenciados. Para cada uno, se ha llevado a cabo una reconstrucción geomorfológica del terreno,

eliminando digitalmente el volumen del depósito correspondiente y rellenando el canal con una masa equivalente (Figura 5). Este procedimiento ha permitido obtener dos superficies clave para cada fase: La superficie TOP, que representa la topografía una vez incluida la masa deslizante en el interior del canal, y la superficie MAP, que representa la topografía previa al evento de deposición, reconstruida mediante un algoritmo matemático de interpolación.

En el caso del episodio más reciente (abanico aluvial, Fase 1), la superficie reconstruida muestra una morfología en abanico bien definida, con una pendiente continua desde el canal hasta la depresión. Para el episodio más antiguo (delta subacuático, Fase 2), la superficie reconstruida sugiere una acumulación más extendida y menos inclinada, compatible con un entorno lacustre profundo.

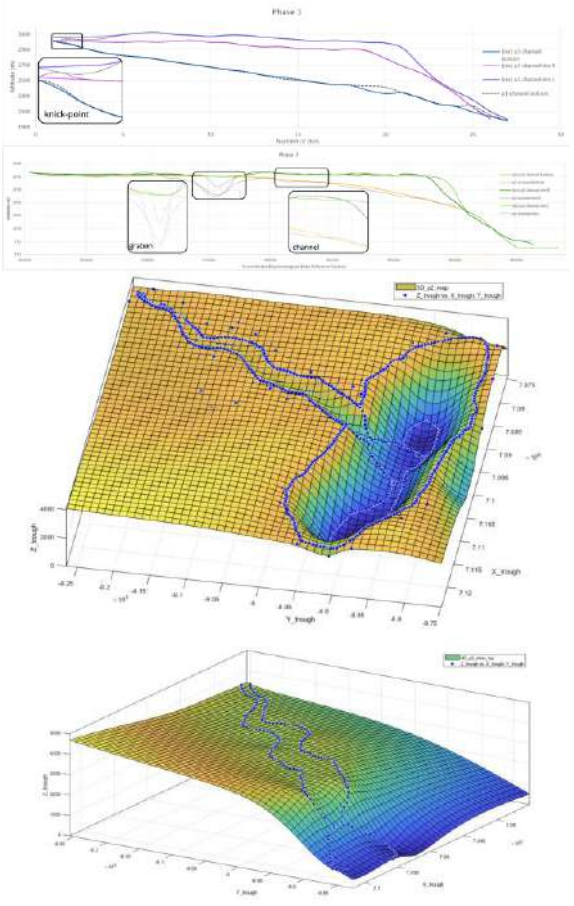


Figura 5. Arriba, reconstrucción 2D del *talweg* para las fases 1 y 2 junto con la topografía actual (línea negra discontinua). Abajo, reconstrucción 3D de la Fase 2 mostrando el delta eliminado y conservando el canal (MAP), así como el canal con el material de relleno (TOP).
Figure 5. Top, Talweg 2D reconstruction of phases 1 and 2 alongside the actual topography (black dotted line). Bottom, 3D reconstruction of Phase 2 showing the delta removed while retaining the channel (map), and the channel filled with the delta-equivalent mass (top).

Ambas reconstrucciones han sido validadas mediante el análisis de volúmenes y perfiles longitudinales, confirmando que el material eliminado del depósito coincide con el volumen necesario para rellenar el canal. Esto garantiza la coherencia geométrica y volumétrica del modelo, y proporciona una base sólida para futuras simulaciones dinámicas del proceso de formación.

5. IMPLICACIONES Y CONCLUSIÓN

La metodología demuestra ser precisa al reproducir la geometría observada del canal y el abanico, objetiva gracias a la clasificación e interpolación algorítmica, reproducible mediante un flujo de trabajo estandarizado y fiable al validar la coherencia volumétrica y geológica. Este enfoque pone de relieve el valor de integrar análisis geomorfológicos mediante teledetección con reconstrucciones algorítmicas para estudiar morfologías en Marte, y subraya la importancia de estimar con precisión los datos de entrada para cualquier modelización física posterior.

Este trabajo presenta una metodología novedosa y robusta para reconstruir la topografía pasada del sistema de abanico-delta de Coprates-Catena. Proporciona las condiciones iniciales esenciales para simular la formación del depósito. El método es adaptable a otros contextos marcianos y contribuye a una comprensión más profunda de la historia sedimentaria e hidrológica del planeta.

AGRADECIMIENTOS

T. Martínez-Pérez agradece a las becas PEJ-2023-AI/COM-27246 y PTA2022-021846-I, E. Sintes a la beca JAEICU_24_01169 y D. Pascual a la beca JAEINT_22_00950.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Di Achille, G., Ori, G. G., Reiss, D., Hauber, E., Gwinner, K., Michael, G. y Neukum, G. (2006). A steep fan at Coprates Catena, Valles Marineris, Mars, as seen by HRSC data. *Geophysical Research Letters*, 33 (7).

Grindrod, P. M., Warner, N. H., Hobley, D. E., Schwartz, C. y Gupta, S. (2018). Stepped fans and facies-equivalent phyllosilicates in Coprates Catena, Mars. *Icarus*, 307, 260–280.

Salese, F., Pondrelli, M., Neeseman, A., Schmidt, G., y Ori, G. G. (2019). Geological evidence of a planet-wide groundwater system on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124 (2), 374–395.

Weitz, C. M., Irwin III, R. P., Chuang, F. C., Bourke, M. C. y Crown, D. A. (2006). Formation of a terraced fan deposit in Coprates Catena, Mars. Icarus, 184 (2), 436–451.

Colección
Desarrollo Territorial, 9

La XVII Reunión Nacional de Geomorfología se ha celebrado en Oviedo (Asturias), entre el 3 y el 5 de septiembre de 2025, con el objetivo de que los participantes pudiesen presentar los últimos hallazgos derivados de sus investigaciones geomorfológicas en diversos ambientes de la Península Ibérica y otras áreas dentro y fuera de nuestro planeta. La reunión ha contado con más de un centenar de participantes provenientes de universidades y centros de investigación españoles y también de otros países. En esta edición queremos destacar la participación de un buen número de geomorfólogos/as de Portugal. Además de dos conferencias plenarias, impartidas por los profesores Jorge Marquínez García y Augusto Pérez Alberti y recogidas también en este volumen, en esta edición se han presentado 109 comunicaciones, agrupadas en diez sesiones: Geomorfología estructural y litológica; Geomorfología glaciar y periglaciar; Geomorfología fluvial; Procesos de ladera y erosión del suelo; Procesos litorales y eólicos; Métodos y técnicas en Geomorfología; Riesgos geomorfológicos; Patrimonio geomorfológico; Didáctica de la Geomorfología; Geomorfología planetaria. Estas contribuciones suponen una síntesis y puesta al día de los avances recientes de la Geomorfología, con aportaciones científicas que nos ayudan a comprender la dinámica de nuestro planeta, a aplicar criterios científicos en la gestión del territorio o a desarrollar estrategias de mitigación frente a los riesgos geomorfológicos.

Patrocina:

OVIEDO.es
AYUNTAMIENTO

www.trabe.org

ISBN-13: 978-84-10345-81-2
9 788410 345812