Colección
Desarrollo Territorial

1. *Los daños del lobo a la cabaña ganadera en Asturias: un análisis espacial*
Varios autores

2. *Guía didáctica de los paisajes de Asturias*
Varios autores

3. *Geografía y literatura*
Varios autores

4. *Estrategia de Desarrollo Urbano Sostenible e Integrado de Mieres (EDUSI-M)*
Varios autores

5. *M-MOVyDUS. Mieres, Movilidad Integrada y Desarrollo Urbano Sostenible*
Varios autores

6. *Oviedo en imágenes (1976-2001). Homenaje a Francisco López Casado*
Varios autores

7. *Socio-ecología, arqueología y geohistoria de los paisajes de montaña ibéricos: una mirada multidisciplinar*
Varios autores

8. *Itinerarios geomorfológicos de la XVII Reunión Nacional de Geomorfología*
Varios autores

Colección
Desarrollo Territorial, 8

Como viene sucediendo en las diferentes ediciones de la Reunión Nacional de Geomorfología, la XVII reunión cuenta también con varias propuestas de salidas de campo, que tienen como objetivo mostrar a las/os congresistas algunos de los entornos, procesos y formas del relieve de mayor interés de Asturias, así como fomentar un marco de diálogo, colaboración e intercambio de experiencias, siempre enriquecedoras. En este sentido, se han propuesto dos salidas de campo precongreso de día completo de duración que se desarrollaron el miércoles 3 de septiembre, y que se recogen en este libro. La primera de ellas se ha centrado en el estudio de los procesos y formas de modelado relictas y actuales de uno de los principales macizos de las Montañas Cantábricas: Peña Ubiña. Por su parte, la segunda se centra en mostrar y discutir diferentes ejemplos de aplicación de criterios geomorfológicos en la gestión del medio fluvial, eligiendo como ejemplo paradigmático el Bajo Nalón.

www.trabe.org
ISBN-13: 978-84-103945-80-5
9 788410 345805

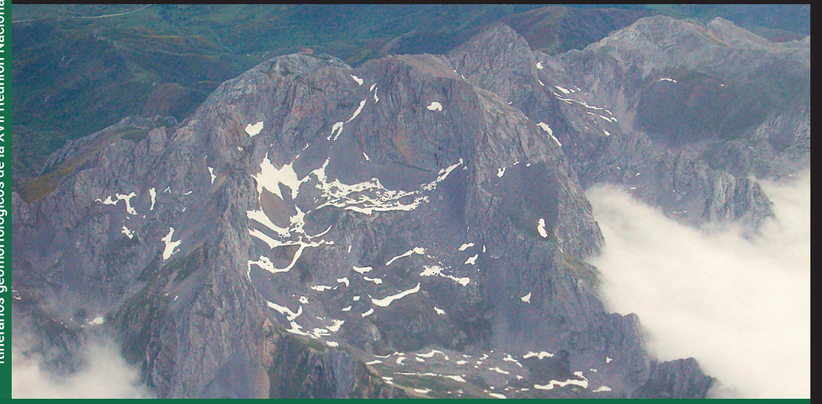
Itinerarios geomorfológicos de la XVII Reunión Nacional de Geomorfología

8

trabe

Itinerarios geomorfológicos de la XVII Reunión Nacional de Geomorfología

Rosana Menéndez Duarte
Jesús Ruiz Fernández (eds.)



trabe

CeCodet
Universidad de Oviedo

El Centro de Cooperación y Desarrollo Territorial (CeCodet) cuenta con casi tres décadas al servicio de la Universidad de Oviedo y de otras instituciones asturianas, entre las que destacan numerosos ayuntamientos y los diferentes gobiernos regionales que se han ido sucediendo desde la creación del centro en 1996, a lo que se añaden los múltiples proyectos y colaboraciones emprendidas con universidades, administraciones y empresas pertenecientes a otras regiones españolas y extranjeras. A lo largo de este dilatado periodo, se cuentan por cientos las personas formadas en el CeCodet, así como los estudios realizados, fruto de los cuales este centro ha mantenido una fructífera línea de publicaciones desde sus inicios. Siguiendo esta misma filosofía, y con la misma ilusión que hace 29 años, la colección «Desarrollo Territorial» pretende aglutinar bajo el sello compartido de Ediciones Trabe y del propio Centro de Cooperación y Desarrollo Territorial de la Universidad de Oviedo, investigaciones de calidad contrastada relacionadas con la geografía, la ordenación territorial, el desarrollo local, el patrimonio y el paisaje de Asturias, así como de otros ámbitos geográficos de interés.

Itinerarios geomorfológicos de la XVII Reunión Nacional de Geomorfología

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: 978-84-10345-80-5

Depósito Legal: AS-02104-2025

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: circo glaciar de Cuapalacio (Macizo de Peña Ubiña). Autor: Jesús Ruiz Fernández.

Itinerarios geomorfológicos de la XVII Reunión Nacional de Geomorfología

Editores
Rosana Menéndez Duarte
Jesús Ruiz Fernández

CeCodet
Universidad de Oviedo
Universidá d'Uviéu
University of Oviedo

Sociedad Española de Geomorfología

trabe

ÍNDICE

Pág.

PRESENTACIÓN
Rosana Menéndez Duarte y Jesús Ruiz Fernández 9

GEORRUTA POR EL MACIZO DE PEÑA UBIÑA (MONTAÑAS CANTÁBRICAS)
David Gallinar, Cristina García-Hernández, Laura Rodríguez-Rodríguez, Marta Herrán-Alonso, Benjamín González-Díaz y Jesús Ruiz-Fernández 11

DINÁMICA FLUVIAL EN EL BAJO NALÓN: EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA RECIENTE, INTERACCIONES ANTRÓPICAS Y MEDIDAS DE GESTIÓN DEL MEDIO FLUVIAL
Elena Fernández Iglesias, Laro Incera Sañudo, Rosana Menéndez Duarte, María Fernández García, Vero Moro García, Gil González Rodríguez y Daniel Vázquez Tarrío.....39

PRESENTACIÓN

Como viene sucediendo en las diferentes ediciones de la Reunión Nacional de Geomorfología, la XVII reunión cuenta también con varias propuestas de salidas de campo, que tienen como objetivo mostrar a las/os congresistas algunos de los entornos, procesos y formas del relieve de mayor interés de Asturias, así como fomentar un marco de diálogo, colaboración e intercambio de experiencias, siempre enriquecedoras.

En este sentido, se han propuesto dos salidas de campo precongreso de día completo de duración que se desarrollaron el miércoles 3 de septiembre. Una de ellas se ha centrado en el estudio de las formas del relieve relictas y actuales y los procesos existentes en uno de los principales macizos de las Montañas Cantábricas: Peña Ubiña. En dicha georruta se abordaron temáticas como la configuración del armazón estructural de este macizo, las huellas heredadas del glaciarismo cuaternario, el marco geocronológico del glaciarismo en las Montañas Cantábricas, la impronta morfológica de los aludes de nieve y su riesgo asociado, especialmente para núcleos como Tuíza Riba y Tuíza Baxo, así como las huellas dejadas en el relieve por la Guerra Civil Española.

Por su parte, el itinerario geomorfológico desarrollado por el Bajo Nalón se centra en mostrar y discutir diferentes ejemplos de aplicación de criterios geomorfológicos en la gestión del medio fluvial. En las paradas programadas se abordaron varios temas como el seguimiento del sedimento fluvial, especialmente el transportado como carga de fondo; los efectos derivados de los ajustes hidromorfológicos que está experimentando el cauce, como procesos de incisión fluvial y erosión de orillas, planteando las posibles causas de los mismos y algunas medidas de mitigación; y, por último, la aplicación de la Geomorfología en el reconocimiento y zonificación de las áreas inundables.

Finalmente, y de forma complementaria, en la tarde del jueves 4 de septiembre, previamente a la cena conjunta de los asistentes al congreso se efectuó una salida de corta duración al Monte Naranco, que constituye un balcón privilegiado para observar no solamente la ciudad de Oviedo, sino también buena parte de la marina, las sierras litorales, el surco prelitoral, los cordales interiores y las montañas de la divisoria hidrográfica del sector central (y en menor medida del oriental y el occidental) del Macizo Asturiano.

Rosana Menéndez Duarte y Jesús Ruiz Fernández

MENÉNDEZ DUARTE, R. y RUIZ FERNÁNDEZ, J. (Eds.) 2025. *Itinerarios geomorfológicos de la XVII Reunión Nacional de Geomorfología*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Sociedad Española de Geomorfología – Ed. Trabe, Oviedo, págs. 11-38. ISBN: 978-84-10345-80-5

GEORRUTA POR EL MACIZO DE PEÑA UBIÑA (MONTAÑAS CANTÁBRICAS)

David Gallinar[1], Cristina García-Hernández[1], Laura Rodríguez-Rodríguez[2], Marta Herrán-Alonso[1], Benjamín González-Díaz[1], Jesús Ruiz-Fernández[1]

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

[2] Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.

1. INTRODUCCIÓN

En la XVII Reunión Nacional de Geomorfología, celebrada en Asturias entre el 3 y el 5 de septiembre de 2025, además de las sesiones científicas al uso, se han elaborado dos itinerarios de campo con el objetivo de que los congresistas puedan conocer y disfrutar de enclaves y temáticas geomorfológicas de interés. El primero de ellos, incluido en este capítulo, está focalizado en la geomorfología de la alta montaña cantábrica, ejemplificada en el Macizo de Peña Ubiña (Asturias y León).

El Macizo de Peña Ubiña se ubica en el sector occidental de las Montañas Cantábricas y, más concretamente, en la parte central del Macizo Asturiano. Destaca por poseer las mayores altitudes del noroeste de la Península Ibérica a poniente de los Picos de Europa, 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.), como cimas de mayor altitud. Estas peñas están conformadas por estratos de calizas carboníferas que superan los 1000 metros de espesor, generando paredes subverticales que quedan en resalte respecto a los valles circundantes, de orografía más tendida y armados en pizarras y cuarzoareniscas principalmente, lo que ha configurado un paisaje de grandes contrastes (Truyols *et al*. 1982; Martínez Abad, 2007; Figura 1).

El clima local es el propio de la alta montaña oceánica, donde los vientos del oeste arrastran gran cantidad de humedad y lluvias, las cuales se ven incrementadas debido a la barrera orográfica que supone el Macizo de Peña Ubiña, que provoca el

efecto foehn, llegando a superarse los 2000 mm anuales en cotas elevadas. En torno al 70 % de esas precipitaciones son en forma de nieve, lo que supone 80-85 días de nevada anuales por término medio. Asimismo, la isoterma de 0 ºC se sitúa a 2400-2500 metros s.n.m., mientras que la de 5º C desciende hasta los 1600 metros s.n.m. (Muñoz Jiménez, 1982; Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015).

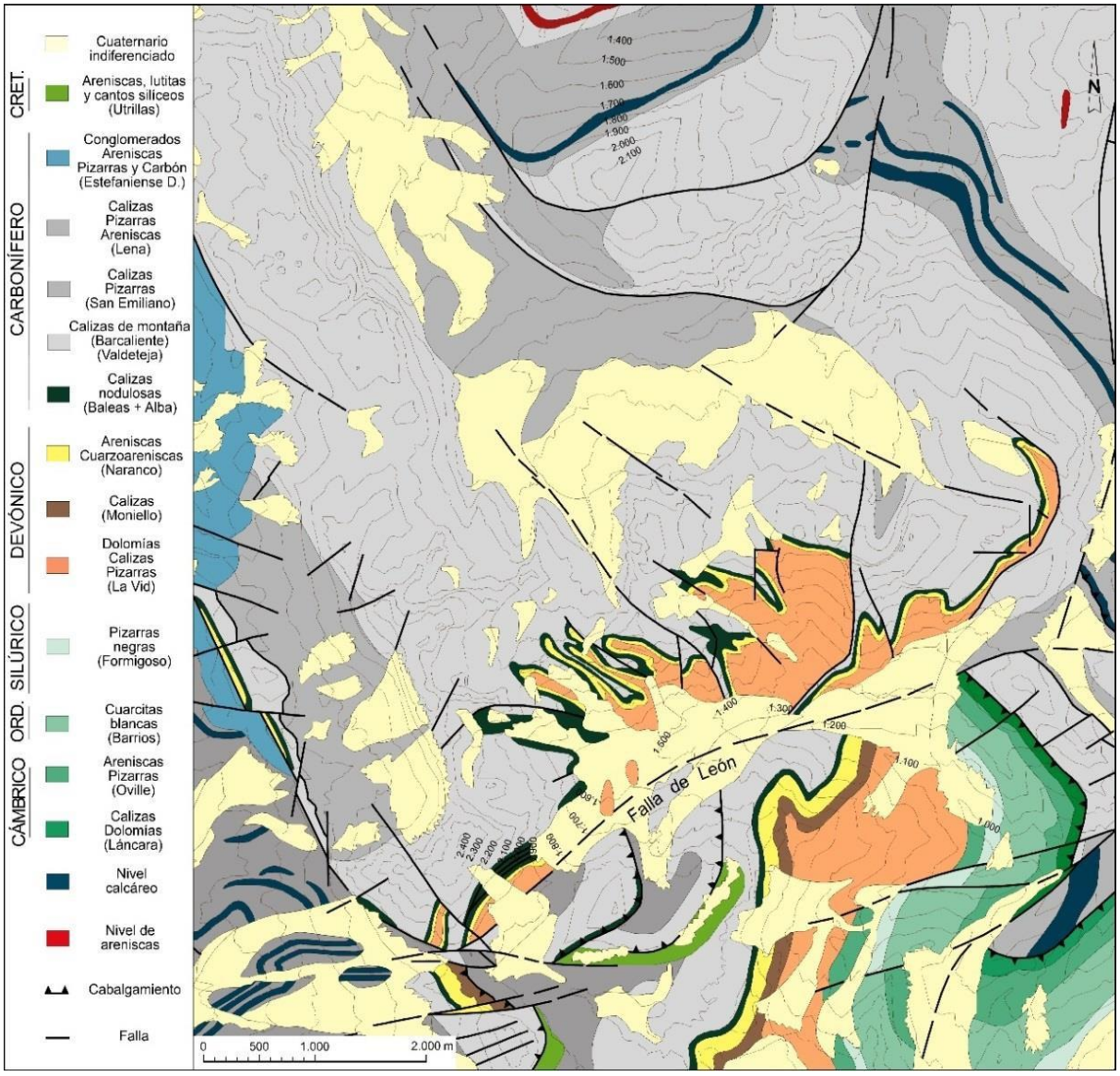


Figura 1. Mapa Geológico del Macizo de Peña Ubiña. Fuente: elaboración propia a partir de Truyols *et al*. (1982), Aller (1984), Martínez Abad (2007) y Alonso *et al*. (2007).

Estas características geológicas, topográficas y climáticas han configurado tres pisos biogeográficos en el Macizo de Peña Ubiña: el montano (700-1600 metros s.n.m.), el subalpino (1600-2000 metros s.n.m.) y el alpino (por encima de 2000 metros

s.n.m.), los cuales se caracterizan, del inferior al superior, por una franja de frondosas planocaducifolias en las que dominan las hayas (*Fagus sylvatica*) y en cuya franja de contacto con el piso subalpino aparecen bosques clareados de acebos (*Ilex aquifolium*), intercalados con tejos (*Taxus baccata*) y zonas de matorral; actualmente en crecimiento debido al abandono de los pastizales, que cubren casi la totalidad de los valles por encima de los 1600 metros s.n.m. El ámbito subalpino está caracterizado por los pastizales abiertos de festuca (*Festucion burnatii*), cervuno (*Nardus stricta*) y centaurea (*Centaurea janeri* subsp*. babiana*). Este piso ha visto incrementado su dominio respecto al piso montano debido a la acción humana a lo largo de siglos, que ha favorecido el pasto para la ganadería, lo que ha supuesto el descenso del límite superior del bosque en centenares de metros, además de la compartimentación del cinturón forestal en masas de menor extensión. Finalmente, en el piso alpino únicamente arraigan las especies más resistentes al frío y la nieve, como las saxífragas (*Saxifraga babiana, Saxifraga conifera, Saxifraga canaliculata, Saxifraga paniculata*; Rivas Martínez *et al*., 1971).

En el Macizo de Peña Ubiña históricamente se han desarrollado actividades económicas agrosilvopastoriles de corte tradicional, las cuales, además del ya reseñado retroceso y clareado de las masas forestales a favor de los pastizales, han provocado la realización de abancalamientos, principalmente en el sector leonés. Tras un dilatado proceso de mejora del conocimiento científico durante los siglos XIX, XX y XXI, estas montañas han sido reconocidas por su patrimonio e interés histórico y natural con la declaración de las figuras protección y los sellos de calidad ambiental de Parque Natural (Parque Natural de Las Ubiñas-La Mesa —Asturias, 2006— y Parque Natural de Babia y Luna —León, 2015—) y Reserva de la Biosfera (en 2004 la parte leonesa y en 2012 el sector asturiano). No obstante, en la actualidad el modelo económico tradicional está sumido en una profunda reestructuración, redireccionándose hacia el turismo rural y de montaña principalmente, lo cual está favorecido por las mejoras en las infraestructuras y la reciente generalización del ocio y los deportes de montaña.

2. DESARROLLO DE LA GEORRUTA

La georruta propuesta consta de siete paradas establecidas (8,5 kilómetros de longitud, 277 metros de ascenso y 667 metros de descenso) en las que se explicarán

las diferentes formas de relieve, así como otros elementos paisajísticos y arqueológicos que conforman el recorrido en general, y cada enclave en particular (Figura 2). Asimismo, durante el recorrido en autobús, sin necesidad de parar (aunque se puede hacer en algún punto de la calzada), también se podrá contemplar la dinámica de modelado propia de las partes medias y bajas del Macizo de Peña Ubiña.

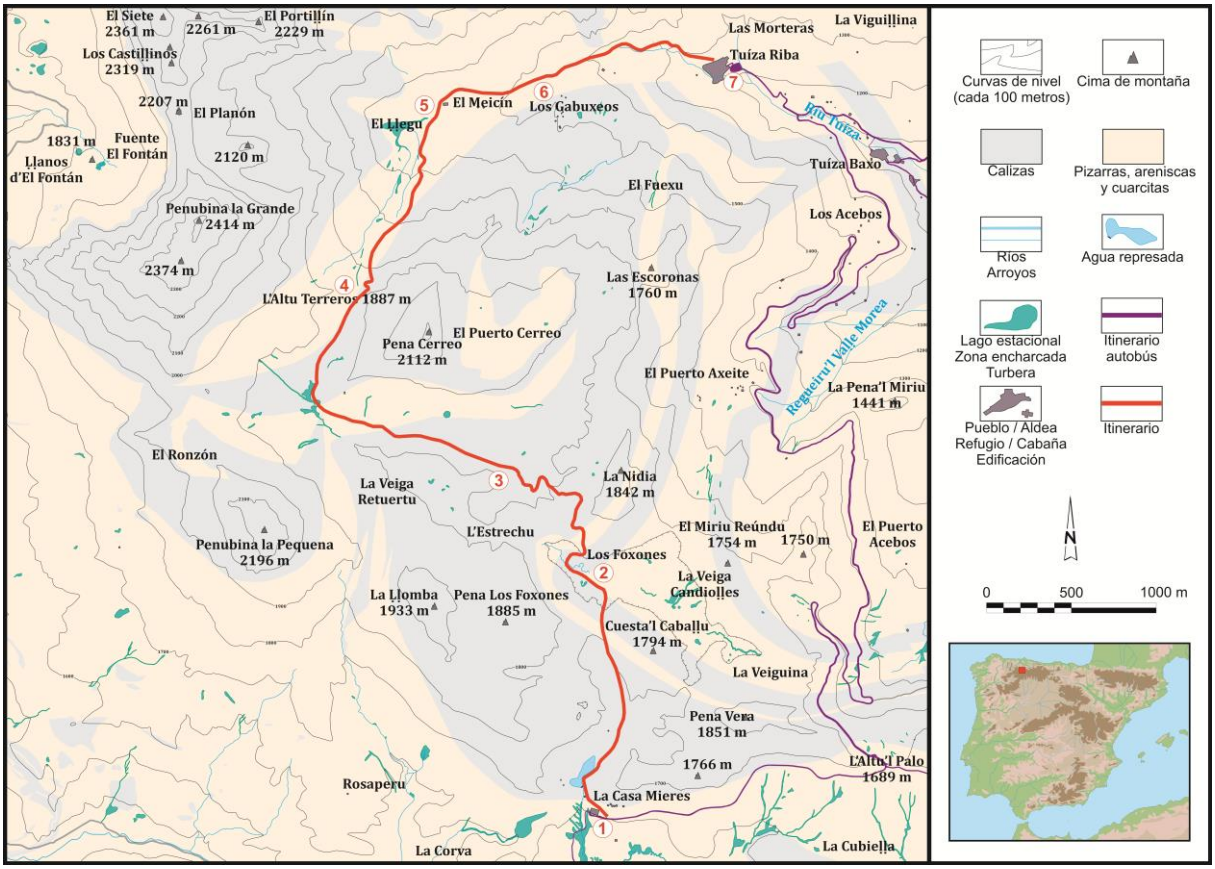


Figura 2. Mapa de localización de la georruta por el Macizo de Peña Ubiña, con indicación de las paradas a realizar (círculos numerados del 1 al 7).

2.1. Itinerario en autobús

Durante el trayecto en autobús, se deberá acceder por carretera a partir de la localidad de Campumanes (Ḷḷena) por la LE-8 en un recorrido de 30 kilómetros y de entre 45 minutos y una hora de duración hasta La Casa Mieres (Figura 2). A partir del punto kilométrico 10 (Los Pontones), donde se ubican los túneles del AVE que comunican Asturias con la meseta, comienza el ascenso, a través del cual se pueden ir apreciando diferentes formas de relieve.

Así pues, hacia la izquierda (sur), tras Teyeo y especialmente entre las localidades de La Cruz y Rospaso (12-16 kilómetros), se observan canales y conos de aludes que caen sobre un hayedo desde La Tesa (1898 metros s.n.m.), los cuales también se contemplarán posteriormente a los pies de las cumbres de La Mesa (1916 metros s.n.m.) y La Magrera (1933 metros s.n.m.), insertas en la cabecera glaciar de El Puerto La Cubieḷḷa. En todos los casos se distinguen los canales de aludes, controlados por la fracturación local, junto a sus depósitos asociados y a las cicatrices abiertas en el hayedo.

Posteriormente, y antes de llegar a la localidad de Tuíza Baxo (1090 metros s.n.m.), pasados los 17 kilómetros de recorrido, se puede observar el frente glaciar de este valle, situado a una altitud de 980 metros s.n.m. Está representado por una morrena lateral que tiene un pequeño corte en el cual se aprecia la típica estructura caótica y heterométrica del *till*. Inmediatamente después, y atravesada por la carretera, existe otra morrena en un sector zigzagueante de la vía, la cual desciende hasta el río. A partir de este momento, las formas glaciares serán recurrentes, apareciendo en numerosos puntos del recorrido.

Entre los puntos kilométricos 19 y 24, mirando hacia el noreste se podrá observar la ladera meridional del Siega l'Abá (2137 metros s.n.m.), que cuenta con dos cordones morrénicos laterales bien definidos de un glaciar que fue tributario del frente anteriormente mencionado. Asimismo, también posee unos marcados conos y canales de aludes, plenamente activos.

Cabe destacar que en el punto kilométrico 23 (El Puerto Axeite), existe otro frente glaciar a ~1400 metros s.n.m. (El Quentu'l Cuquieḷḷu), el cual se corresponde con la Fase Interna I del Macizo de Peña Ubiña, establecida, junto al resto de fases glaciares principales de este ámbito montañoso, a partir de criterios morfoestratigráficos (Figura 3; Gallinar, 2022). El glaciar que se desarrolló en este entorno descendía desde la plataforma de Cerreo, cayendo valle abajo. Este espacio cuenta también con algunas pedreras (*lleras*) semiactivas, procedentes de un cordal cuarcítico secundario (Pena Parda, 1750 metros s.n.m.), así como vestigios de actividad humana, ya que aquí se asienta una braña y existen trincheras de la Guerra Civil Española.

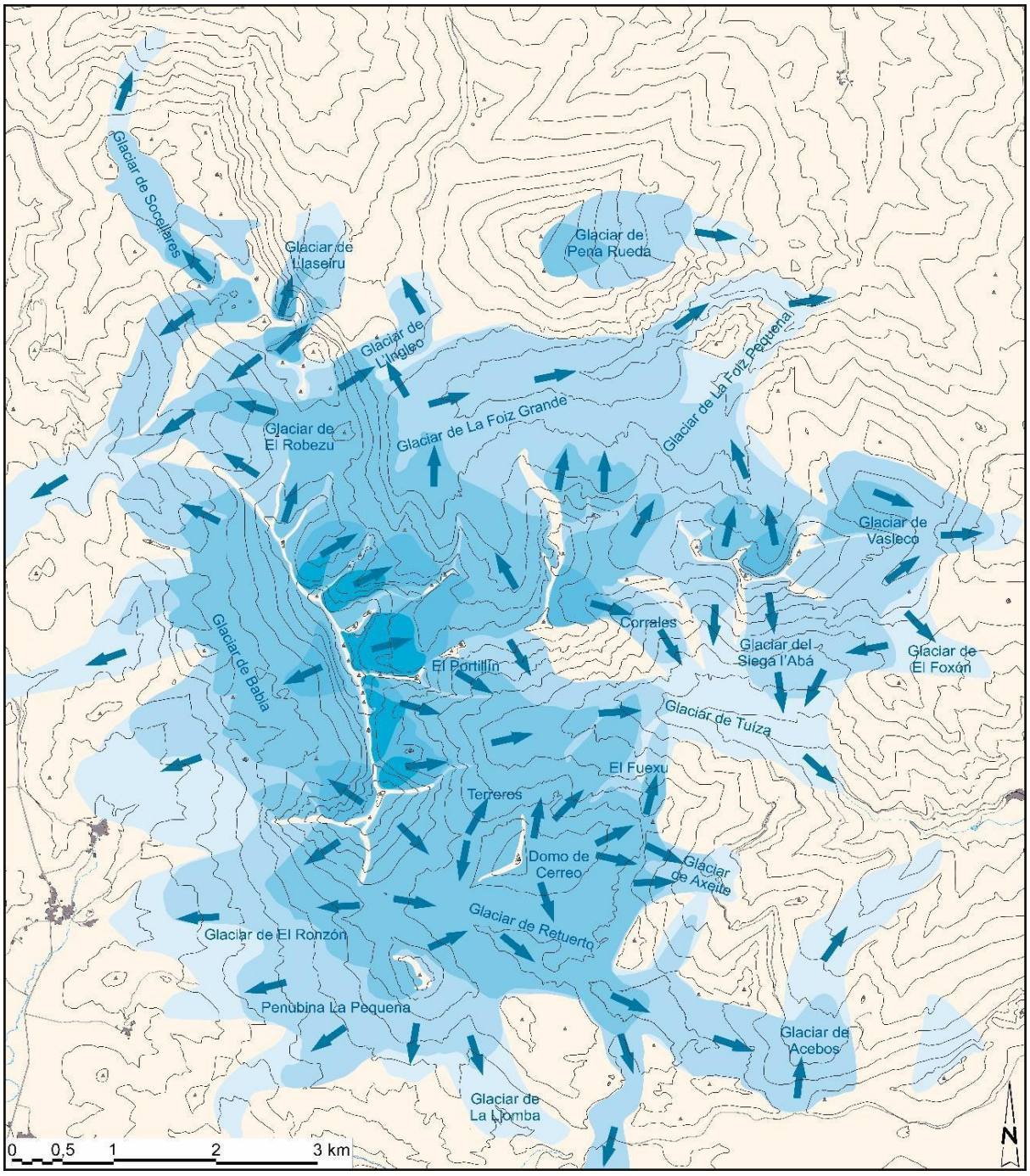


Figura 3. Evolución de la extensión ocupada por el hielo glaciar en el Macizo de Peña Ubiña desde la Fase de Máxima Extensión del Hielo de la Última Glaciación (color azul más claro), a la Fase Interna I y II (siguientes dos tonos azules intermedios) y a la Fase de Altitud I y II (los dos tonos azules más oscuros). Fuente: Gallinar (2022).

Entre los puntos kilométricos 24 y 28, tras el que se encuentra L'Altu'l Palo (1689 metros s.n.m.), desde donde se accede a la provincia de León, se puede observar otro valle glaciar, cuyo principal aporte procedía de La Veiga Candiolles. Aquí se conservan

bloques erráticos y formas erosivas (roquedo pulido y aborregado), así como pedreras semiactivas que denotan la proximidad del dominio periglaciar, circunscrito a mayores cotas altimétricas. Asimismo, se aprecia un cambio en la litología, que será dominantemente calcárea a partir de este punto y hasta el final del recorrido.

Ya en la provincia de León, restan dos kilómetros hasta la parada final del autobús, donde comenzará el recorrido a pie. En este entorno, conocido como El Puerto La Cubiella, nacen abundantes regueros a partir de zonas turbosas. Además, este enclave ha sido campo de batalla de la Guerra Civil Española, por lo que se pueden encontrar estructuras tales como trincheras, parapetos, nidos de ametralladora y fortificaciones militares, las cuales irán apareciendo también durante el recorrido a pie en otros puntos del macizo.

2.2. Itinerario a pie

Parada 1: La Casa Mieres

La parada inicial, desde donde se realizará la travesía caminando, se ubica en La Casa Mieres, a ~1600 metros s.n.m. (Figura 2). Inmediatamente después de comenzar a caminar, y a través de un valle glaciar se ubica una morrena frontolateral a 1660 metros s.n.m., la cual se adscribe a la Fase de Altitud II en el Macizo de Peña Ubiña (Gallinar, 2022; Figura 3). Este entorno fue atravesado por una de las lenguas glaciares de mayor longitud que se desarrollaron en este espacio montañoso, alcanzando los 8 kilómetros (García de Celis y Martínez Fernández, 2002). Al sur, se eleva la Sierra Los Grayos, en la cual se desarrolló un sistema glaciokárstico definido por la abundancia de dolinas de gran tamaño y un glaciarismo marginal que ocupó buena parte de estas montañas durante la Última Glaciación, de la cual quedan morrenas y rocas aborregadas (González Gutiérrez *et al*., 2017). Asimismo, también se pueden observar lapiaces libres de influencia nival (principalmente *rillenkarren*), al encontrarnos en un punto del recorrido dominado casi exclusivamente por calizas carboníferas en el que abundan las precipitaciones en forma de nieve, y el manto nival suele permanecer estable ~6 meses al año.

Parada 2: La Veiga Candiolḷes

La siguiente parada se realizará en La Veiga Candiolḷes, y más concretamente en un enclave emplazado en su sector más orientado hacia el oeste, conocido como Los Foxones. Este espacio se configura como una cubeta glaciokárstica de grandes dimensiones que se comportaba como una zona de acumulación y redistribución de las lenguas glaciares, ya que desde aquí había tres divergencias, dos hacia Asturias y la ya mencionada hacia la provincia de León. Asimismo, a 1710 metros s.n.m. se observan hasta cuatro cordones morrénicos bien definidos que separan el sector de Los Foxones del resto de La Veiga Candiolḷes (Figura 4), en lo que fue la última pulsación identificable del glaciar que se desarrolló en este espacio, ya que por encima no se depositaron más morrenas.

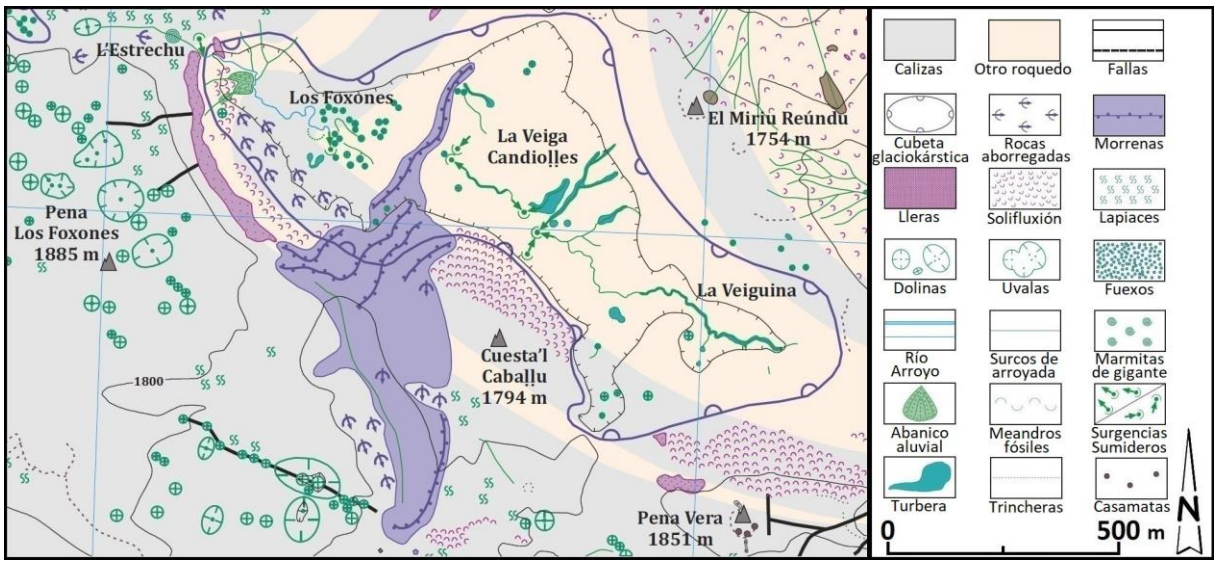


Figura 4. Mapa geomorfológico del sector de la Veiga Candiolḷes.

Por otro lado, el enclave en cuestión está horadado por decenas de dolinas de recubrimiento que funcionan como sumideros por donde se infiltra el agua de fusión nival procedente de un reguero. Dichas dolinas, conocidas localmente como *fuexos*, se desarrollaron favorecidas por las debilidades estructurales que se aprecian en las paredes de La Pena Los Foxones (1885 metros s.n.m.) y se prolongan bajo el suelo. Finalmente, también se puede observar una pedrera activa, aunque de pequeñas dimensiones, que denota que se comienza a penetrar en la parte inferior del piso nivoperiglaciar del Macizo de Peña Ubiña.

Parada 3: «La Montaña China»

Tras rodear y atravesar L'Estrechu, un umbral glaciar que comunica La Veiga Candiolles con La Veiga Retuertu, en lo que supone un corto pero pronunciado ascenso por una pista, se pueden observar dolinas de mayores dimensiones y finalmente una panorámica de La Veiga Retuertu, y al fondo Penubina la Pequena (2196 metros s.n.m.) a la izquierda en el sentido de la ruta (sudoeste) y Penubina la Grande (2414 metros s.n.m.) a la derecha (noroeste). Este valle de cabecera supuso una zona de acumulación de nieve y hielo durante la Última Glaciación, el cual sobrepasó los 100 metros de espesor, conservándose numerosas huellas erosivas del paso del hielo, así como una forma de valle tendido y muy abierto. Sin embargo, apenas hay restos sedimentarios de origen glaciar.

La Veiga Retuertu («del río tuerto»), debe su nombre a un reguero estacional cuya principal actividad se desarrolla durante el deshielo, generando un abundante caudal e incluso áreas encharcadas, turbosas y meandriformes, con meandros fósiles, pero que no encuentra salida y que finalmente desagua a través de un sumidero. A su paso, por el fondo del valle, se pueden apreciar también otras formas de modelado, como marmitas de gigante que, aunque son escasas, constatan la capacidad erosiva del torrente durante los episodios de máximo caudal.

Además de las morfologías anteriormente descritas, también se pueden observar a la derecha (norte), *lleras* de mayor tamaño que las vistas en puntos anteriores y que se encuentran plenamente activas. Las pedreras situadas en los sectores más elevados del Macizo de Peña Ubiña se caracterizan por la ausencia de fitoestabilización, salvo en las áreas en las que dominan los lóbulos de solifluxión debido a la abundancia de finos. Se trata de formas debidas a la combinación de procesos diversos, desde la intervención de la arroyada laminar y en surcos, la existencia de canales y depósitos debidos a flujos de derrubios, la ya mencionada formación de lóbulos de solifluxión, así como de bloques aradores y terracillas, la caída de bloques y avalanchas rocosas, el desencadenamiento de aludes, e incluso el impacto de ciclos de hielo-deshielo en las paredes rocosas situadas por encima, y la presencia de hielo en la propia formación superficial que integra las pedreras, y su fusión a tenor de ritmos diarios y/o estacionales. Todo ello da lugar a formaciones superficiales dinámicas que tienen una gran impronta morfológica en la alta montaña del Macizo de Peña Ubiña.

No obstante, el nombre de «Montaña China» que se le ha dado a esta parada no responde al topónimo del emplazamiento, sino al nombre que se le dio durante la Guerra Civil Española, pues se trató de uno de los principales puntos de defensa y acuartelamiento del ejército republicano en el Macizo de Peña Ubiña entre 1936 y 1937. De este período quedan numerosos restos como galerías excavadas en piedra y trincheras que conectaban con los puestos de mando, situados en El Puerto Cerreo, donde se multiplican los restos de estos puestos defensivos.

Parada 4: L'Altu Terreros

L'Altu Terreros (1887 metros s.n.m.) es el punto de mayor altitud del recorrido y el límite entre Asturias y la provincia de León. Así pues, sirve como atalaya y mirador del entorno, especialmente hacia Asturias, de la cual se tiene una panorámica más amplia.

Al noroeste se puede observar el circo glaciar de El Planón, donde nacía el glaciar del valle de Tuíza, entre Penubina la Grande y El Siete (2361 metros s.n.m.). Esta cabecera glaciar, de 1,2 kilómetros de longitud, cuenta con numerosas huellas sedimentarias glaciares, entre las que destacan las morrenas empotradas entre sí y de aspecto fresco situadas a mayor cota (las cuales pueden llegar a distinguirse desde este emplazamiento), que se desarrollaron durante la Fase de Altitud I del Macizo de Peña Ubiña (Figura 3; Gallinar, 2022). Dicha fase se caracterizó por emitir lenguas de corta longitud, muy pulsadoras y que dejaron tras su retirada restos mucho más frescos que las morrenas glaciares observadas anteriormente en el recorrido.

Al fondo (norte) se observa el cordal de El Portiḷḷín, que se configura como una estrecha y muy afilada sucesión de agujas montañosas que separan el circo glaciar de El Planón del circo de Cuapalacio, de mayor desarrollo altitudinal y en el que existen abundantes huellas sedimentarias de la Fase Glaciar de Altitud I y II por encima de 1860 metros s.n.m.; situadas al pie de las mayores altitudes de este macizo montañoso (cumbres de El Fontán sur y El Fontán norte; Gallinar, 2022; Figuras 5 y 6). Bajo las cumbres del mencionado cordal y su prolongación hacia el este, también se aprecian las huellas de la actividad de los aludes, de la que se hablará posteriormente.

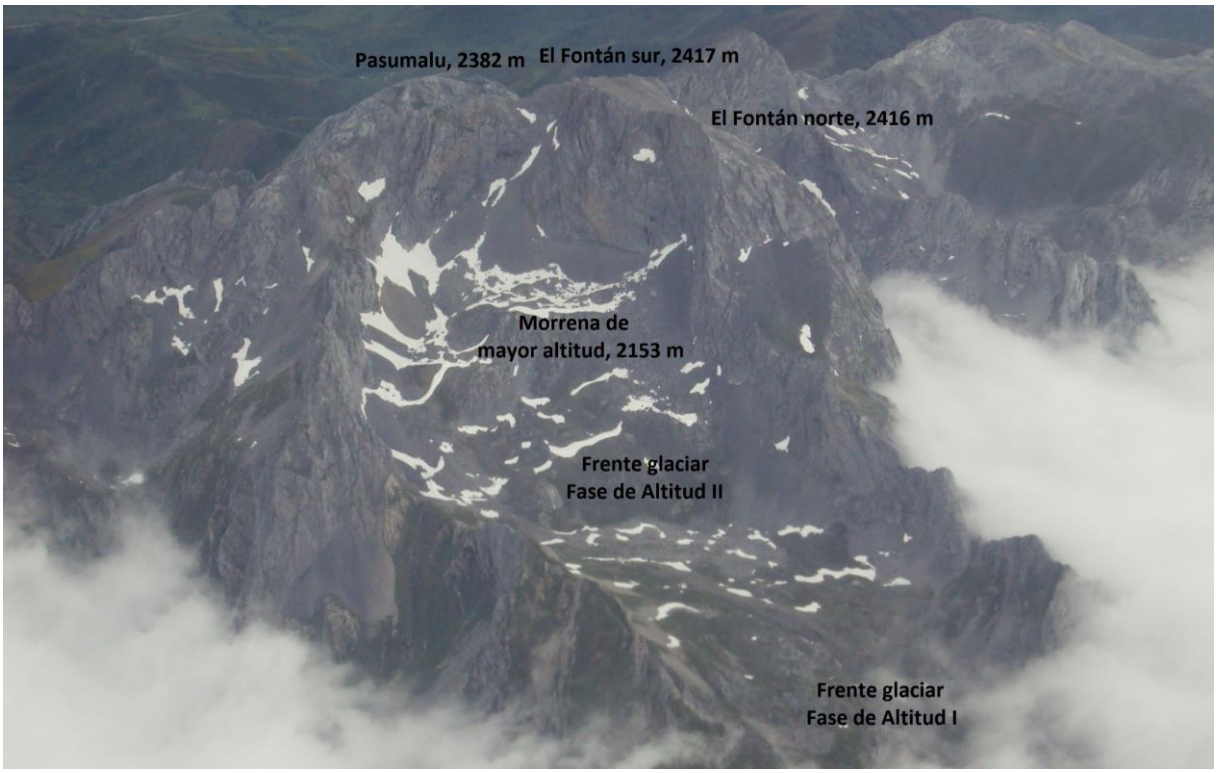


Figura 5. Imagen aérea oblicua del circo glaciar de Cuapalacio, con la crestería de El Portiḷḷín en la parte inferior de la fotografía, y las cumbres de El Fontán sur y El Fontán norte al fondo. En el interior del circo se aprecian los complejos morrénicos citados en el párrafo previo.



Figura 6. El cordal de El Portiḷḷín visto desde las proximidades de la cumbre de El Fontán norte, y detalle de los complejos morrénicos alojados dentro del circo de Cuapalacio.

Parada 5: Refugio de El Meicín

Tras un prolongado descenso por la ladera de Terreros, por la que se observan morrenas glaciares laterales, *lleras*, profundos surcos de arroyada, abanicos fluvioglaciares, lóbulos de solifluxión y bloques aradores, se alcanza El Mayéu'l Ḷḷegu, donde se ubica el refugio de montaña de El Meicín.

Este espacio se configura como una cubeta glaciokárstica en la que se formó un lago proglaciar que se ha ido colmatando hasta conformar actualmente una turbera con lago donde habitan especies de vegetación endémicas, aves y anfibios. Este lago desagua a escasos metros del refugio, sector en el que entra en contacto con una voluminosa morrena glaciar.

Este punto también es un emplazamiento desde donde se puede observar por dónde discurrían los diferentes flujos de hielo, que de sur a norte procedían desde Cerreo, Terreros, El Planón y El Portiḷḷín, acabando por conformar un glaciar alpino compuesto de grandes dimensiones durante la Fase de Máxima Expansión del Hielo y la Fase Interna I y II del Macizo de las Ubiñas dentro de la Última Glaciación; los cuales acabaron por desconectarse tras esta última fase (Figura 3; Gallinar, 2022). Esta parada, por tanto, es muy apropiada para explicar la geocronología del glaciarismo desarrollado en las Montañas Cantábricas.

El marco cronológico del glaciarismo en las Montañas Cantábricas

La recopilación de los estudios sobre evidencias glaciares conservadas en los distintos macizos de las Montañas Cantábricas desde finales del siglo XIX ha permitido estimar que los glaciares llegaron a ocupar una superficie total de aproximadamente 3150 km^2 durante su fase de máximo avance, desarrollando importantes asimetrías entre las vertientes norte y sur que podrían relacionarse con factores topográficos y climáticos (Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2015; Figura 7).

Determinar cuándo se produjo el máximo avance glaciar en los distintos macizos de las Montañas Cantábricas, así como la evolución posterior de los glaciares durante la última deglaciación, es una labor que requiere un gran número de estudios cronológicos.

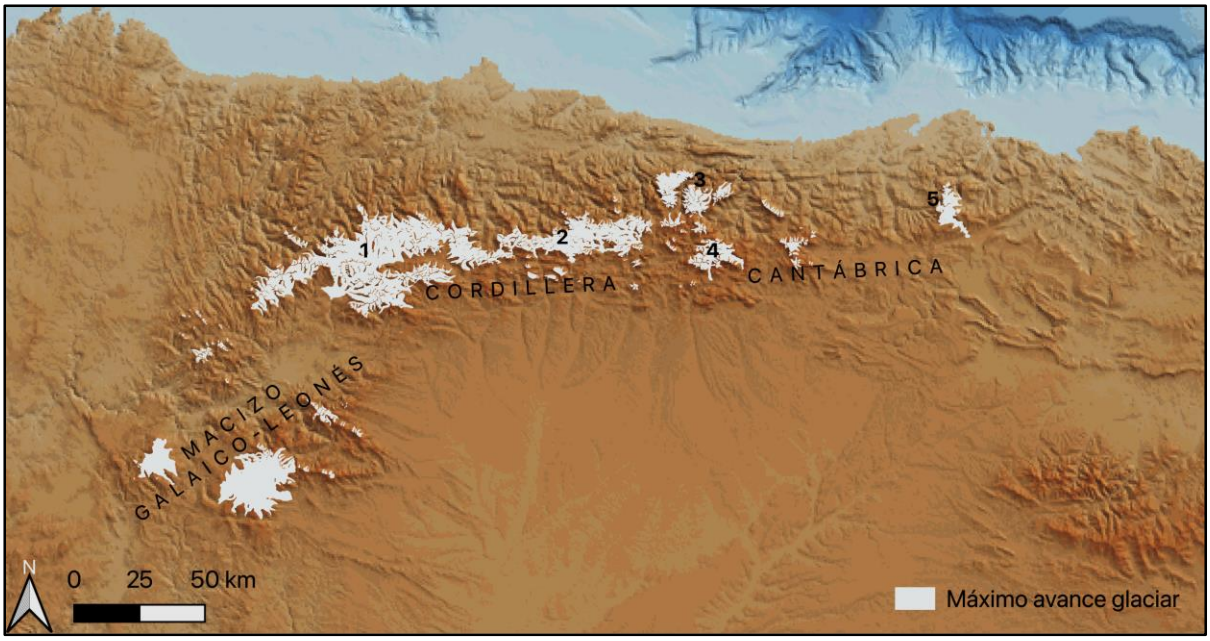


Figura 7. Reconstrucción del máximo avance glaciar registrado en las Montañas Cantábricas y Montes de León. Se señalan las zonas y macizos que disponen de datos cronológicos: 1- sector occidental; 2- sector central; 3- Picos de Europa; 4- Peña Prieta y 5- Castro Valnera.

En las Montañas Cantábricas esta labor se ha abordado con hasta cuatro técnicas de datación diferentes:

1. Datación mediante la técnica del radiocarbono: se ha utilizado generalmente para datar sedimentos glaciolacustres depositados contemporáneamente con la presencia de glaciares en los valles (p.ej. secuencias de Comeya y Belbín) o desarrollados con posterioridad a su retirada, bien represados por morrenas (p.ej. lago Enol) o bien rellenando depresiones de origen glaciar (p.ej. lago de Ajo o de Valle).
2. Datación mediante luminiscencia estimulada ópticamente (OSL): se ha empleado para datar depósitos de till (p.ej. collados del Asón) e intervalos arenosos en secuencias glaciolacustres (p.ej. Comeya).
3. Datación mediante nucleidos cosmogénicos: se ha utilizado para determinar la edad de exposición a los rayos cósmicos de superficies erosivas de origen glaciar. Fundamentalmente se ha empleado para determinar la edad mínima de abandono de las morrenas (p.ej. secuencias morrénicas de los valles de Porma y Monasterio), así como la edad de glaciares rocosos (p.ej. glaciares rocosos de Muxivén y Valdevezón).

4. Datación mediante las series del Uranio: se ha intentado aplicar a la datación de cementos secundarios desarrollados en depósitos glaciares (p.ej. Castro Valnera) o de otros orígenes que aparecen fosilizando evidencias glaciares (p.ej. Picos de Europa).

A continuación, se describe el marco cronológico disponible para las cinco zonas definidas en la figura 7:

1. Sector occidental de las Montañas Cantábricas: los análisis de radiocarbono realizados en las lagunas del Castro (Villaseca) y del Miro (La Mata) han permitido obtener edades mínimas de 35,1 ± 0,4 y 43,4 ± 0,8 ka BP para el máximo avance glaciar local, interpretado como anterior a 43 ka (Jalut *et al.*, 2010). En la vertiente norte, en el parque natural de Somiedo, la edad mínima obtenida para la base del Lago de Valle o de Ajo, situado en un circo glaciar, es de 17,5 ± 0,3 ka cal BP (Allen *et al*., 1996), implicando una deglaciación casi total del valle para entonces. En cuanto a la edad de los glaciares rocosos, las dataciones realizadas mediante nucleidos cosmogénicos indican una edad de 14,5 ± 1.5 ka para la estabilización del sector inferior en el glaciar rocoso del circo de Muxivén y de 13,5 ± 0,8 ka para el sector superior (Santos-González *et al*., 2022).
2. Sector central de las Montañas Cantábricas: en la vertiente norte el registro mejor acotado se encuentra en el valle de Monasterio. La edad mínima obtenida para el máximo avance glaciar corresponde a la datación de radiocarbono realizada cerca de la base del complejo yuxtaglaciar de Brañagallones, situado tras un conjunto de cinco morrenas laterales e indica que el máximo avance glaciar ocurrió en este valle hace al menos 33,5 ± 0,4 ka cal BP (Jiménez-Sánchez y Farias-Arquer, 2002). Las dataciones realizadas en la morrena más interna, la más reciente, del complejo mediante OSL proporcionó una edad de 24 ± 1,8 ka, coetánea con el último máximo avance glaciar global (Jiménez-Sánchez *et al*., 2013). Las dataciones realizadas en las morrenas recesionales conservadas en el valle mediante el nucleido cosmogénico 10Be han permitido identificar hasta tres estabilizaciones del frente glaciar con edades mínimas de abandono de 18 ± 0,3 ka, 16,7 ± 0,4 ka y 14 ± 0,8 ka, seguidas de una fase de estabilización del glaciar rocoso de Valdevezón de 13 ± 0,4 ka (Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2017). En cuanto a la vertiente sur, en el valle del Porma el máximo avance glaciar tuvo

lugar hace 113,9 ± 7,1 ka de acuerdo con las edades obtenidas de bloques erráticos (Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2016). El máximo avance glaciar sería coetáneo con el estadio isotópico marino MIS 5d, en el cual tuvo lugar el mínimo de insolación estival más acusado del último ciclo glaciar. Cerca del frente se identifica otro episodio de estabilización del frente que habría ocurrido hace 55,7 ± 4 ka (MIS 4), para el que los glaciares habrían alcanzado una extensión similar; mientras que las morrenas laterales proporcionan edades de 27,1 ± 4,2 ka, 21 ± 0,3 ka y 20,2 ± 0,5 ka, contemporáneas con el último máximo glaciar global (Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2018). Finalmente, las edades obtenidas de bloques erráticos sobre la loma La Fonfría indican que los glaciares estaban retrocediendo hace 17,7 ± 1 ka, mientras que para 15,7 ± 0,8 ka se habrían desarrollado ya algunos de los glaciares rocosos situados en la sierra de Sentiles (Rodríguez-Rodríguez *et al*., 2016).

3. Macizo de Picos de Europa: en el macizo occidental se han obtenido edades mínimas de 44,1 ± 0,9 ka cal BP a partir del registro sedimentario del semipoljé de Comeya mediante la técnica del radiocarbono (Jiménez-Sánchez y Farias, 2002), y de 45 ± 3,3 ka mediante OSL (Jiménez-Sánchez *et al*., 2013). De acuerdo con Jiménez-Sánchez y Farias, esta depresión habría funcionado como un lago proglaciar alimentado por las aguas de fusión de los glaciares de Enol y Ercina durante el máximo avance glaciar local. Posteriormente, el glaciar habría retrocedido formando los lagos proglaciares de Enol y Ercina. Para el inicio del registro glaciolacustre del primero se ha estimado una edad de 38 ka cal BP (Moreno *et al*., 2010). Muy cerca de estos lagos, la vecina depresión kárstica de Belbín también ha aportado edades mínimas para el máximo avance glaciar, también basadas en la técnica del radiocarbono, que implicarían una edad mínima de 37,2 ka cal BP (Ruiz-Fernández *et al*., 2016). Finalmente, el hallazgo de restos de rebeco (*Rupicapra pirenaica*) encontrados en los depósitos fluvio-kársticos de la cueva Hayéu l'Osu y datados mediante OSL indicarían el desarrollo de zonas libres de glaciares y cubiertas por sedimentos fluvioglaciares a 1450 m de altitud hace entre entre 37 y 33 ka (Ballesteros *et al*., 2020). El registro glaciar del macizo central también ha sido estudiado desde el punto de vista cronológico. Concretamente se ha datado el registro del paleolago de Campo Mayor, un depósito situado entre la morrena lateral del valle del Duje (morrena de la Llomba del Toro) y la vertiente occidental del macizo oriental de

los Picos de Europa. El análisis de radiocarbono de un sondeo de 20 m de longitud proporcionó una edad mínima de 35,3 ± 0,5 ka cal BP para el máximo glaciar local (Serrano *et al*., 2012). Al otro lado de esta morrena, se ha datado mediante U/Th un afloramiento de brechas cementadas que recubre un antiguo pulido de origen glaciar y a su vez está cortado por el valle glaciar del Duje (Villa *et al*., 2013). Las edades obtenidas del cemento secundario de estas brechas son de 394,1 ± 51 y 276,3 ± 22,8 ka, interpretado por Villa *et al*. (2013) como un proceso de cementación durante el interglaciar que siguió a la glaciación MIS 12. Anteriormente, otros autores han defendido la existencia de glaciaciones aún más antiguas. Concretamente, Gale y Hoare (1997) estimaron que la forma en U conservada en la parte alta de la garganta del Cares podría tener 850 ka (MIS 22), edad que estimaron extrapolando la tasa de incisión fluvial de 0,3 m/ka estimada por Smart (1986) en la garganta del río Urdon (macizo oriental de los Picos de Europa) a la garganta del Cares, y considerando la profundidad de 255 m que presenta el cañón fluviokárstico desde la base de la antigua sección en U.

4. Macizo de Peña Prieta: Las primeras dataciones en este macizo se realizaron mediante OSL y radiocarbono. En la vertiente norte del macizo, una muestra tomada del till supraglaciar de la morrena frontal más externa del complejo terminal de Vega del Naranco proporcionó una edad mínima de 36 ± 2,4 ka para el máximo glaciar local, mientras que el depósito paleolacustre represado por este complejo proporcionó una edad mínima de 18,9 ± 0,2 ka cal BP (Serrano *et al*., 2013). En la vertiente opuesta, los mismos autores obtuvieron una edad mínima de 17,5 ± 0,3 ka cal BP para el depósito represado por la morrena del máximo avance glaciar local en Cardaño de Abajo. El análisis mediante nucleidos cosmogénicos de las morrenas de los complejos de Vega del Naranco y del valle de Lechada apuntan a edades entre 18,5 y 19,5 ka, contemporáneas con el último máximo glaciar global (Pellitero *et al*., 2019). En el mismo trabajo también se aporta una edad de mínima de exposición de 17,3 ± 0,6 ka para el umbral de roca que represa el lago Lomas, de tipo *tarn*, y que implica una deglaciación avanzada muy temprana para este valle orientado hacia el sur.
5. Macizo de Castro Valnera: En la vertiente sur, en el valle de Trueba, se han obtenido edades mínimas para el máximo avance glaciar local de 31 ± 0,3 y 12,4 ± 0,2 ka cal BP en la base de dos turberas depositadas entre las morrenas de

Espinosa y Bárcena (Serrano *et al.*, 2013). En la vertiente norte, en el valle del Asón, las dataciones OSL realizadas en los depósitos del till de los complejos morrénicos de Los Collados y Cañedo indican edades para el máximo avance glaciar local de entre 78,5 ± 7 y 40,4 ± 5 ka (Frochoso *et al*., 2013). Estas edades serían mínimas, ya que no corresponden a los depósitos de till más basales. Los mismos autores intentaron realizar dataciones mínimas de los complejos morrénicos de Zucía y Bucebrón, pero las edades obtenidas de los cementos secundarios en estas morrenas son demasiado jóvenes para acotar las diferentes etapas glaciares registradas.

En resumen, la mayoría de las evidencias glaciares conservadas y datadas en las Montañas Cantábricas corresponden al último ciclo glaciar (últimos ~115 ka) y sugieren un máximo avance glaciar durante el MIS 4 (p.ej. Castro Valnera) o el MIS 3 (p.ej. Picos de Europa, Peña Prieta), si bien puntualmente es incluso más antiguo (MIS 5d en el valle del Porma). En varios lugares se identifica un importante reavance glaciar posterior (durante el MIS 2) que sería contemporáneo con el último máximo glaciar global (p.ej. valles de Monasterio y Porma, Peña Prieta), aunque no está bien reflejado por los datos disponibles en todos los sectores estudiados. Finalmente, los glaciares han experimentado un importante retroceso, más acusado en valles con orientación sur, que culmina con el desarrollo de glaciares rocosos entre 15,7 y 13 ka.

Parada 6: Los aludes de El Prau l'Albu

Tras abandonar el refugio de El Meicín, y hasta la parada final en Tuíza Riba, se podrán observar diferentes pulsaciones del glaciar que se desarrolló en este valle, así como del que procedía desde la plataforma de Cerreo, todo ello en la margen derecha según el sentido del recorrido (sur).

Sin embargo, el elemento geomorfológico más destacado corresponde a los extensos conos de derrubios generados por aludes que se pueden observar en la margen izquierda (norte), particularmente en la ladera meridional de La Torre'l Canalón Escuru (2145 metros s.n.m.) y El Prau l'Albu (2132 metros s.n.m.) (Castañón, 1984; Figura 8). Esta intensa actividad nival responde habitualmente a aludes de fondo de tipo flujo húmedo, caracterizados por su elevada capacidad erosiva y transporte de masa. Su recurrencia está condicionada por la disposición estructural del roquedo,

donde los apretados bucles asociados a la Falla de León generan trampas topográficas para la acumulación nival; así como por la orientación sur de la ladera, que maximiza la insolación. Esta exposición favorece ciclos diarios de fusión-recongelación que reducen la cohesión del manto nivoso mediante la formación de capas de deslizamiento, mientras el agua de fusión ocupa la interfaz nieve-sustrato disminuyendo la fricción basal. El resultado son recurrentes movimientos en masa de tipo flujo, que incorporan y movilizan grandes volúmenes de detritos subyacentes, actuando los aludes como agentes geomorfológicos activos que erosionan canales de arranque (*avalanche tracks*) muy visibles en el paisaje, generando también conos de derrubios de alta pendiente (también apreciables), y alterando la dinámica sedimentaria local. Estos procesos, que se repiten en las áreas más elevadas del Macizo Asturiano con una frecuencia anual (García-Hernández *et al*., 2017B), han generado eventos catastróficos históricos en poblaciones del entorno (García-Hernández *et al*., 2019B), tal como se detallará en la próxima y última parada.



Figura 8. Cono de aludes generado a los pies de la vertiente sur de La Torre'l Canalón Escuru.

Parada 7: Tuíza Riba

A lo largo del sendero desde El Meicín hemos observado numerosas evidencias que atestiguan el papel del alud como agente geomorfológico primario. Este emplazamiento, sin embargo, resulta ideal para recordar que, los aludes, además de ejercer una importante actividad modeladora (especialmente en el caso de las avalanchas de fondo), también suponen una amenaza para la vida de personas y animales, para la cubierta forestal y para la conservación de edificaciones e infraestructuras.

A 900 metros sobre Tuíza Riba, se alza la línea de cumbres de El Prau l'Albu, cuya vertiente suroriental reúne condiciones topoclimáticas excepcionales para la generación de aludes. Esta ladera combina pendientes críticas de hasta 50° (tendentes a generar continuas purgas de nieve), con sectores de pendiente más moderada (30 a 45°) que, por tanto, pueden acumular espesores invernales superiores a 1 metro. A esto se añade una exposición sur que recibe intensa insolación. Esta conjunción favorece recurrentes aludes de fusión durante la primavera, frecuentemente traducidos, como ya se ha hablado, en aludes de fondo por su elevada capacidad erosiva. Estos aludes, con máximo contenido de agua en estado líquido, descienden generalmente de forma más lenta que los de placa o nieve reciente, pudiendo resultar dañinos, aunque en menor proporción que los dos anteriores.

En este sentido, los aludes de nieve reciente (o seca) resultan, cuando se producen e impactan contra estructuras o personas, de la mayor gravedad. Estas avalanchas se caracterizan por tener un punto de origen definido (salida puntual), transformándose en un flujo de aerosol de nieve seca, muy fría y de alta velocidad, con contenido de agua líquida mínimo. Ocurren típicamente durante o poco después de nevadas copiosas. La baja densidad y cohesión de la nieve seca y fría impide su liberación sin una pendiente suficiente, explicando su rareza en ángulos inferiores a 40° y su frecuencia por encima de 45°, dándose en esta ladera las condiciones necesarias para que esto ocurra, en caso de precipitaciones abundantes y concentradas en unas pocas horas.

La predominancia de vegetación herbácea (hoy también arbustiva) en las zonas de arranque, con ausencia de bosque denso, constituye también un factor determinante, ya que numerosos estudios, algunos de ellos desarrollados en las

Montañas Cantábricas (García-Hernández *et al*., 2017A, 2017B), demuestran que la cobertura arbórea ejerce un efecto estabilizador sobre el manto nivoso que, a la larga, ha resultado clave para favorecer la disminución de los daños que causan los aludes. Cabe señalar que, estos enclaves supraforestales con vegetación arbustiva, reflejan en parte el descenso antropogénico del límite arbóreo en las áreas de montaña, como resultado de la presión ganadera histórica, máxima en este concejo a finales del siglo XIX y principios del XX, lo que tradicionalmente ha amplificado la susceptibilidad al desencadenamiento de avalanchas.

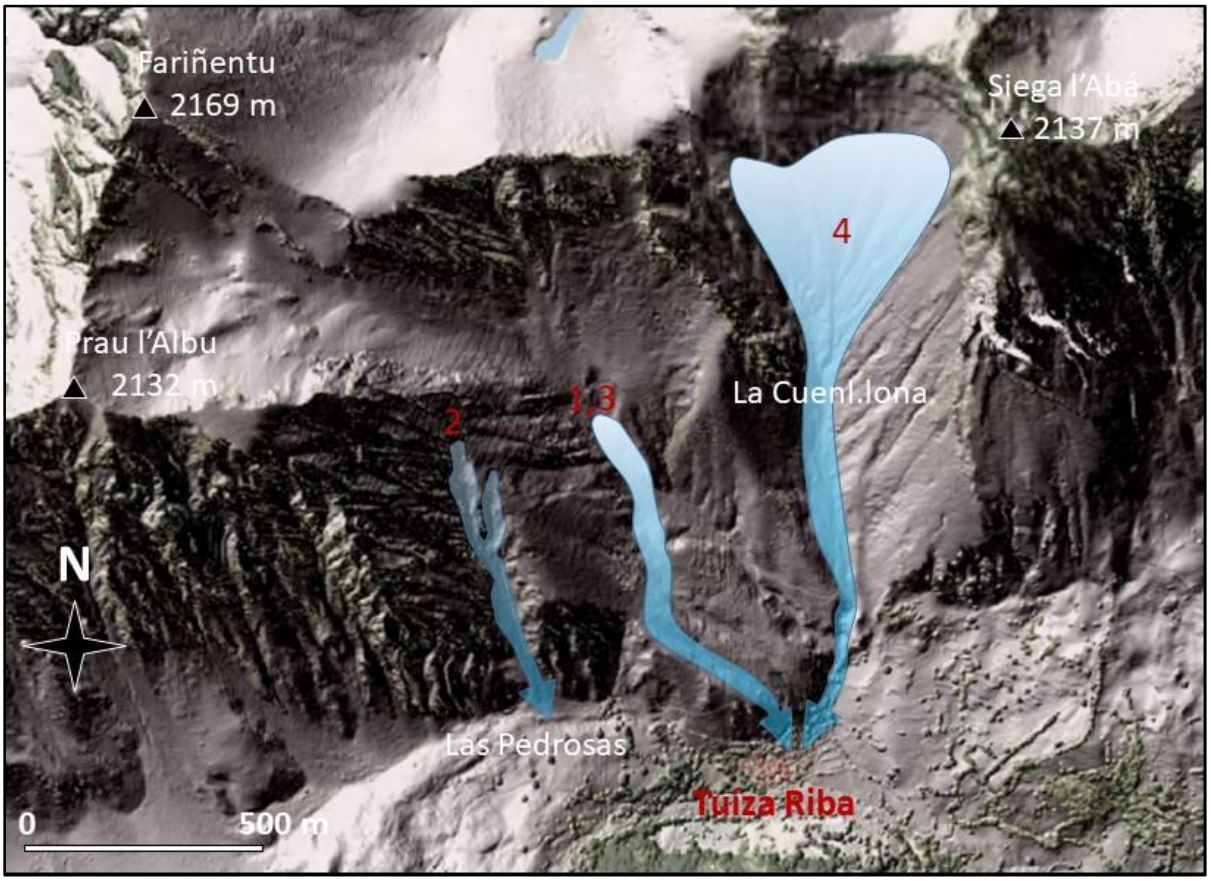


Figura 9. Trayectorias aproximadas seguidas por los aludes que afectaron al pueblo de Tuíza Riba en 1895 (1, 2), 1990 (3) y trayectoria que siguen los aludes que descienden por La Cuenl.lona (4). Fuente: modificación sobre el modelo LIDAR de IBERPIX.

Este proceso natural y recurrente, implica una severa amenaza para Tuíza Riba, donde eventos excepcionales han causado catástrofes históricas. El 7 de enero de 1895, un alud de nieve reciente se desencadenó desde las estribaciones meridionales

de El Prau l'Albu y alcanzó el pueblo, canalizándose después por el valle del río Güerna (Figuras 8 y 9). En su descenso arrasó numerosas edificaciones, entre otras la iglesia del pueblo, causando cinco víctimas mortales y la muerte de varias decenas de animales domésticos. Los daños causados han sido detallados en publicaciones previas (García-Hernández *et al*., 2019B). Apenas dos semanas después, el 22 de enero, un segundo alud originado en El Prau l'Albu sepultó a cuatro pastores en Las Pedrosas, con un único superviviente. En épocas más recientes (década de 1990), otro gran alud descendió por las Vallinas de Corisco, impactando sobre varias edificaciones y un camión estacionado cerca del actual Centro de Visitantes del Parque Natural de Las Ubiñas. Los aludes también han descendido en varias ocasiones por la ladera de La Cuenl.lona (Figura 9), causando daños severos en edificaciones y ocasionando bajas, si bien los hechos, acontecidos en alguna de las grandes nevadas de finales del siglo XIX, no fueron documentados en prensa ni pueden ser actualmente detallados por los vecinos.

La ubicación de Tuíza Riba (o Cimera), refleja una adaptación secular al riesgo: el núcleo principal se sitúa en una "zona de sombra" topográficamente resguardada de las trayectorias frecuentemente seguidas por las *fanas*, *movidas de neve*, *ádenes* o *polvorines* (denominaciones, todas ellas, comunes para referirse a las avalanchas de nieve en estos pueblos). Este patrón de asentamiento evidencia un proceso de reajuste territorial iterativo, donde eventos catastróficos como los de 1895 impulsaron el abandono de áreas expuestas. Sin embargo, este mecanismo adaptativo enfrenta un desafío crítico: los largos periodos de recurrencia (50-100 años) erosionan la memoria colectiva del riesgo, tal como sucede en muchas otras áreas del Macizo Asturiano (García-Hernández *et al*., 2019A).

Resulta paradójico observar cómo zonas históricamente afectadas, han sido reocupadas por infraestructuras contemporáneas. Esta circunstancia subraya el peligro latente que supone el olvido de eventos extremos, cuya repetición (aunque estadísticamente distanciada) es geomorfológicamente inevitable. Se evidencia así la tensión entre desarrollo territorial y memoria del riesgo. Mientras las construcciones tradicionales se retraen, las nuevas infraestructuras colonizan corredores históricamente activos, ignorando la recurrencia secular de estos procesos. La recuperación de la memoria histórica, como la del alud de 1895, se convierte así en

una herramienta esencial para la gestión del territorio, recordándonos que la excepcionalidad de estos procesos no equivale a su imposibilidad futura (Figura 10).



Figura 10. Tuíza Riba se emplaza bajo la imponente sombra topográfica del promontorio de El Prau l'Albu, cuyas laderas actúan como zonas de arranque para aludes que descienden por ambas vertientes del cordal. Esta configuración orográfica acorrala dinámicamente al asentamiento, obligando a sus elementos construidos a buscar refugio. Las viviendas situadas en el extremo noroccidental, señaladas con flechas rojas, ocupan precisamente el espacio que el alud histórico del 7 de enero de 1895 devastó con violencia excepcional, borrando estructuras anteriores. El moderno Centro de Recepción de Visitantes del Parque Natural (señalado con una flecha amarilla), se sitúa parcialmente en la trayectoria documentada para aludes relativamente recientes.

Este tipo de proceso se hace visible de nuevo en nuestro descenso a través de la carretera, al pasar junto al núcleo de Tuíza Baxo (o Fondera). Este núcleo evidencia igualmente la impronta de los aludes en su ordenación territorial. Aquí, el principal riesgo procede de la vertiente sur del cordal de Siega l'Abá, que domina el flanco septentrional del valle del Güerna. Esta ladera fue escenario de una catástrofe el 27 de febrero de 1888 (Figura 11), durante un episodio nivoso extremo que acumuló >5 m de nieve, causando también varias muertes (García-Hernández, 2018; García-Hernández *et al*., 2019B) y ocasionando el correspondiente reajuste en el poblamiento, actualmente dividido en dos barrios (Figura 12).

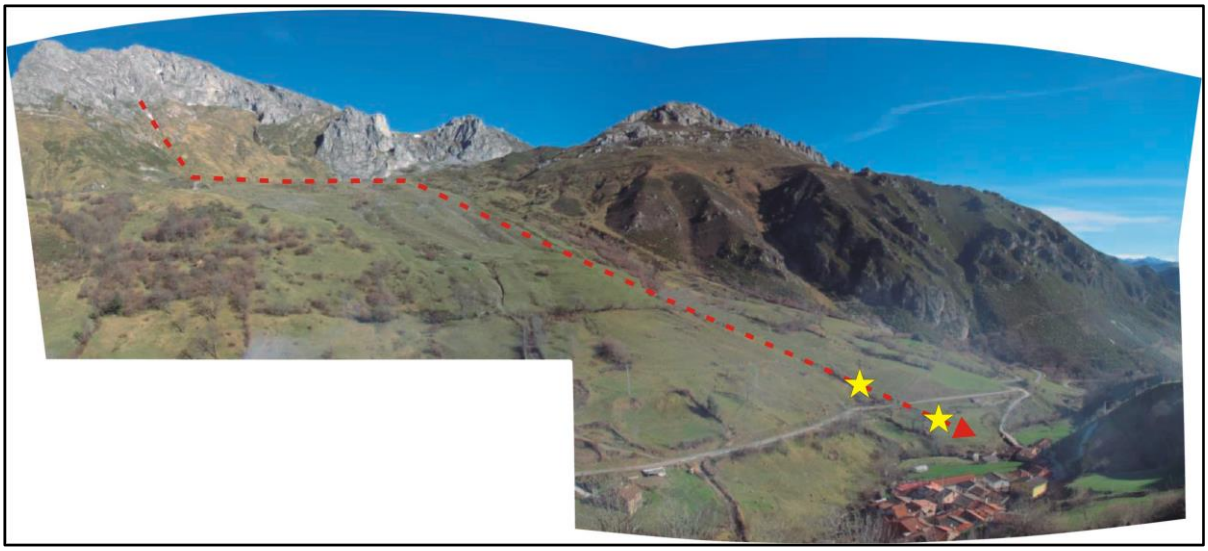


Figura 11. El último gran alud que afectó al pueblo descendió por la mortera de Tuíza Baxo y arrasó el área de Villaquemá, donde derribó varias edificaciones destinadas a la guarda del ganado. Posteriormente, al alud continuó su trayectoria adentrándose en el pueblo. Fuente: extraído de García-Hernández *et al*. (2019B).

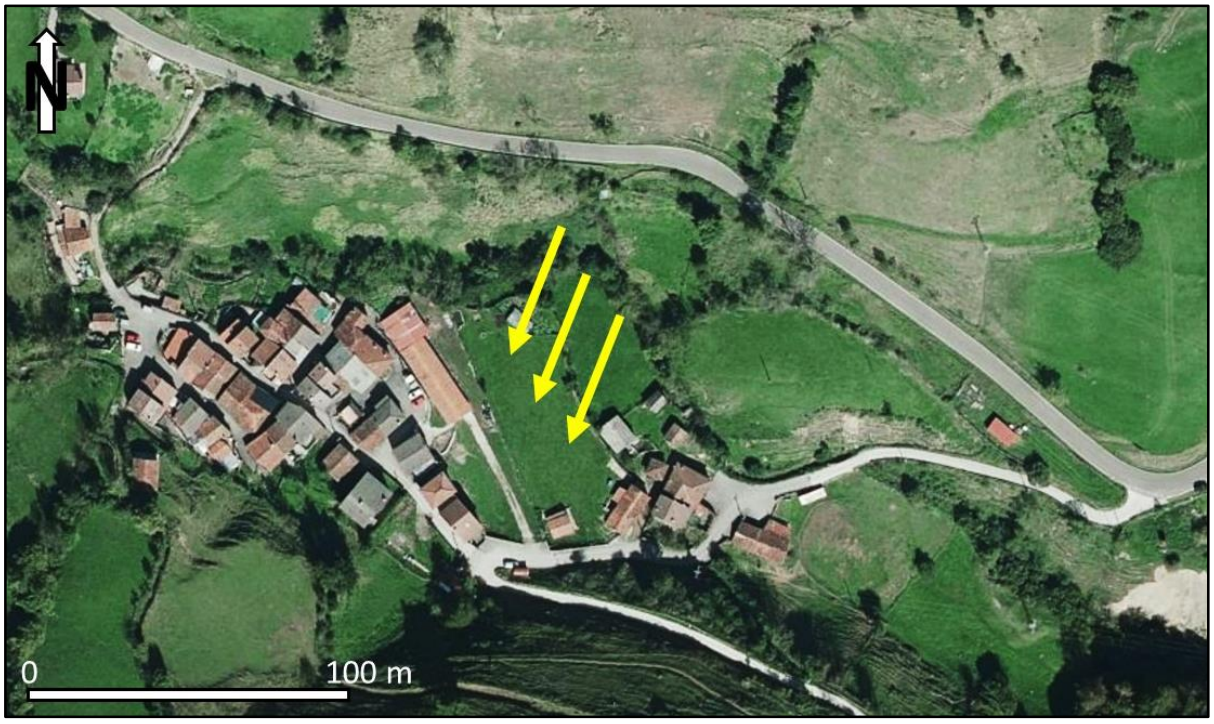


Figura 12. Resulta significativo el sector actualmente desocupado en el centro del núcleo de Tuíza Baxo (destacado con flechas amarillas). Espacio que, según testimonios locales, mantuvo continuidad constructiva en el pasado. Este vacío funcional constituye otra evidencia tangible del reajuste territorial mediado por eventos históricos, donde la memoria del riesgo ha reconfigurado el patrón de ocupación. Fuente: modificación sobre ortofotografía del PNOA.

3. CONCLUSIONES

La presente georruta se centra en las formas de modelado glaciar, periglaciar, nival y kárstico del Macizo de Peña Ubiña a partir de un recorrido de 8,5 kilómetros de longitud, a lo que habría que añadir lo previamente observado en el trayecto en autobús. A lo largo de ella se aprecian los vestigios erosivos y sedimentarios derivados de la Última Glaciación; diversas formas de modelado periglaciares y nivales, que han generado *lleras* activas en cotas elevadas, así como canales y conos de aludes como morfologías con gran significación paisajística en la alta montaña, junto a la profusión de formas kársticas, entre las que destacan esencialmente las dolinas y los lapiaces libres. Todo este contenido se complementa con el análisis del paisaje y la exploración de restos arqueológicos dejados por la Guerra Civil, con la evaluación del impacto de los aludes históricos que han alcanzado en numerosas ocasiones a los núcleos de Tuíza Riba y Tuíza Baxo; así como con la discusión de la cronología de la Última Glaciación en las Montañas Cantábricas.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto de excelencia 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). El presente trabajo forma parte del Proyecto de Innovación Docente «Geoitinerante», de la Universidad de Oviedo, con número de expediente 235881.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allen, J.R M., Huntley, B., Watts, W.A. (1996). The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14 000 yr. *Journal of Quaternary Science*, 11 (2), 125-147.

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/Uviéu. 180 pp.

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.

Ballesteros, D., Álvarez-Vena, A., Monod-Del Dago, M., Rodríguez-Rodríguez, L., Sanjurjo Sánchez, J., Álvarez-Lao, D., Pérez-Mejías, C., Valenzuela, P., De Felipe, I., Laplana, C., Cheng, H., Jiménez-

Sánchez, M. (2020). Paleoenvironmental evolution of Picos de Europa (Spain) during Marine Isotopic Stages 5c to 3 combining glacial reconstruction, cave sedimentology and paleontological findings, *Quaternary Science Reviews*, 248. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106581

Castañón, J.C. (1984). Sobre el modelado originado por los aludes de nieve en el Prau del Albo (Alto Huerna, Asturias). *Ería, Revista Cuatrimestral de Geografía,* 6, 106-112. http://dx.doi.org/10.17811/er.0.1984.106-112

Frochoso, M., González-Pellejero, R., Allende, F. (2013). Pleistocene glacial morphology and timing of last glacial cycle in cantabrian mountains (Northern Spain): new chronological data from the Asón area. *Open Geosciences*, 5 (1), 12-27. https://doi.org/10.2478/s13533-012-0117-8

Gale, S.J., Hoare, P. (1997). The glacial history of the northwest Picos de Europa of northern Spain. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, 41 (1), 81-96.

Gallinar D., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., 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. (2022). *Análisis geomorfológico del Macizo de las Ubiñas: formas de modelado glaciar y periglaciar, procesos asociados y régimen térmico en la alta montaña cantábrica*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo. 418 pp.

García de Celis, A.J., 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.

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Rodríguez Gutiérrez, F. (2019B). 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

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Pereira, S. (2017A). El efecto de los cambios en la cubierta vegetal sobre la evolución de los daños por aludes en el Macizo Asturiano. *Cuaternario y Geomorfología,* 31 (3-4), 97-112. https://doi.org/10.17735/cyg.v31i3-4.58396

García-Hernández, C. (2018). *Las nevadas de 1888 en el Macizo Asturiano*. Real Instituto de Estudios Asturianos, 138 pp.

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Sánchez-Posada, C., Pereira, S., Oliva, M., Vieira, G. (2017B). 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., y González-Díaz, B. (2019A). Inherited memory, social learning, and resilience: lessons from Spain's Great Blizzard of 1888. *Geographical Research*, 57 (2), 189-203.

González Gutiérrez, R.B., Santos González, J., Gómez Villar, A., Alonso Herrero, E., García de Celis, A., Cano, M., Redondo Vega, J.M.ª (2017). Glaciokarst landforms in the Sierra de los Grajos, Babia and Luna natural park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Acta Carsologica,* 46 (2-3), 165-178. https://doi.org/10.3986/ac.v46i2-3.5001

Jalut, G., Turu i Michels, V., Dedoubat, J.J., Otto, T., Ezquerra, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., de Celis, A.G., Redondo-Vega, J.M., Vidal-Romaní, J.R., Santos, L. (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297 (2), 330-350. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.012

Jiménez-Sánchez, M., Farias-Arquer, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93-101.

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. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.009

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.

Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P., Rico, M. (2010). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25 (7), 1076-1091. https://doi.org/10.1002/jqs.1265

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

Pellitero, R., Fernández-Fernández, J.M., Campos, N., Serrano, E., Pisabarro, A. (2019). Late Pleistocene climate of the northern Iberian Peninsula: New insights from palaeoglaciers at Fuentes Carrionas (Cantabrian Mountains). *Journal of Quaternary Science*, 34 (4-5), 342-354. https://doi.org/10.1002/jqs.3106

Rivas Martínez, S., Izco, J., 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-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. (2018). Constraining the age of superimposed glacial records in mountain environments with multiple dating

methods (Cantabrian Mountains, Iberian Peninsula). *Quaternary Science Reviews*, 195, 215-231. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.025

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Aranburu, A. (2015). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43-42°N/7-2°W). *Quaternary International*, 364, 6-21. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.007

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R. (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. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.07.012

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., 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. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.027

Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., Cruces, A., Lopes, V., Freitas, M.C., Andrade, C., García-Hernández, C., López-Sáez, J.A., Geraldes, M. (2016). Environmental evolution in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, SW Europe) since the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 138, 87-104. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.03.002

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., 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. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108112

Serrano, E., González-Trueba, J.J., González-García, M. (2012). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 78 (2), 303-314. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.05.016

Serrano, E., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., González-García, M., Gómez-Lende, M. (2013). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 196, 65-82. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.001

Smart, P.L. (1986). Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Zeitschrift Fur Geomorphologie N.F.*, 30 (4), 423-443.

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.

Villa, E., Stoll, H.M., Farias, P., Adrados, L., Edwards, R L., Cheng, H. (2013). Age and significance of the Quaternary cemented deposits of the Duje Valley (Picos de Europa, Northern Spain). *Quaternary Research*, 79 (1), 1-5. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.10.005

MENÉNDEZ DUARTE, R. y RUIZ FERNÁNDEZ, J. (Eds.) 2025. *Itinerarios geomorfológicos de la XVII Reunión Nacional de Geomorfología*. CeCodet (Universidad de Oviedo) – Sociedad Española de Geomorfología – Ed. Trabe, Oviedo, págs. 39-68. ISBN: 978-84-10345-80-5

DINÁMICA FLUVIAL EN EL BAJO NALÓN: EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA RECIENTE, INTERACCIONES ANTRÓPICAS Y MEDIDAS DE GESTIÓN DEL MEDIO FLUVIAL

Elena Fernández Iglesias[1], Laro Incera Sañudo[1], Rosana Menéndez Duarte[1,2], María Fernández García[1], Vero Moro García[1], Gil González Rodríguez[1] y Daniel Vázquez Tarrío[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. elena.indurot@uniovi.es

[2] Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

[3] Instituto Geológico y Minero de España – CSIC, C/ Matemático Pedrayes, 25, Oviedo.

RESUMEN

Cada vez más, la Geomorfología se está imponiendo como una herramienta que proporciona una base científica para una gestión fluvial más eficiente y adaptada a los procesos naturales de los cauces. En esta jornada de campo se visitarán varios emplazamientos en el Bajo Nalón en los que se están desarrollando proyectos de investigación cuyo objetivo es proporcionar criterios geomorfológicos útiles en la gestión de este tramo fluvial. Desde mediados del siglo pasado hasta la actualidad, en dicho tramo se han constatado cambios morfológicos importantes en los cauces, derivados fundamentalmente de la modificación en el balance sedimentario del sistema fluvial. Principalmente, se ha producido un fuerte estrechamiento de los cauces y, más recientemente, en algunas zonas, se está acelerando la erosión en las orillas. Por otra parte, casi todas las llanuras aluviales de la zona están clasificadas como zonas de alta inundabilidad. Los ítems principales de la visita son 1) la gestión del sedimento fluvial, especialmente de la carga de fondo, 2) la caracterización de los procesos de incisión fluvial, erosión de orillas y fragmentación del corredor fluvial, visitando algunas actuaciones encaminadas a mitigar estos procesos, y 3) la aplicación de criterios geomorfológicos en la cartografía de zonas inundables.

1. INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

Los sistemas fluviales son entornos geomorfológicamente muy activos, los cuales desempeñan un papel central en la evolución del relieve, además de ser el soporte físico de numerosos ecosistemas acuáticos. Sin embargo, los diferentes usos humanos del territorio pueden entrar en conflicto con esta dinámica. Para un contexto geológico y de relieve determinado, los cauces tienden a buscar un estado de equilibrio o 'ajuste' morfosedimentario entre los aportes hídricos y sedimentarios recibidos. No obstante, numerosos factores, tanto naturales como de origen antrópico, pueden alterar esta situación. Es precisamente durante estas alteraciones cuando la actividad geomorfológica de los ríos se hace más presente, generando cambios en su morfología y, en muchos casos, incrementando la interferencia con los usos del suelo e infraestructuras asentadas en su entorno (Papangelakis *et al*., 2023). Además, una gran parte del dominio fluvial es susceptible de inundarse con avenidas de diversa magnitud y frecuencia, lo que constituye una fuente adicional de conflicto entre la dinámica fluvial natural y la gestión y ocupación del territorio.

Con este contexto, cada vez son más habituales los trabajos de geomorfología aplicada orientados a apoyar una gestión sostenible del medio fluvial, incluyendo estudios de diagnóstico, cartografía de peligrosidad y propuestas de actuaciones que sirven de apoyo técnico y asesoramiento para las administraciones competentes en la ordenación y conservación de estos entornos. En la bibliografía reciente se recogen numerosos ejemplos de aplicación de esta disciplina para mejorar la seguridad y la sostenibilidad de cauces y riberas (Grabowski *et al*., 2019; Gurnell y Hill, 2021; Giano, 2024).

En esta jornada de campo se plantea un recorrido dirigido a mostrar diversas aplicaciones de la geomorfología en la gestión del medio fluvial. En primer lugar, se verán varios ejemplos de investigación aplicada al diagnóstico y caracterización hidromorfológica del cauce, con estudios de asesoramiento en medidas de mitigación de las consecuencias de algunos de los reajustes fluviales detectados, así como ensayos y estudios piloto dirigidos a comprender mejor la dinámica fluvial y sus implicaciones en la gestión de cauces. Por otra parte, se mostrará la aplicación de criterios geomorfológicos en la definición de la peligrosidad de inundaciones, siguiendo los principios ya establecidos por la Guía Metodológica para el Desarrollo del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables (MAGRAMA, 2011).

Para la visita, se ha seleccionado el tramo inferior del río Nalón (Figura 1), en el que concurren varias circunstancias clave:

- Se trata de un tramo que se ha visto sometido a una disminución significativa en el aporte de sedimento, tanto en relación con la presencia de varias presas construidas desde los años 50 y posteriores, como derivados del desarrollo socioeconómico e industrial del área central asturiana, incluyendo la actividad minera, infraestructuras viarias, canalizaciones o la expansión urbana sobre las vegas ribereñas.
- El desarrollo de signos de inestabilidad y reajustes hidromorfológicos en las últimas décadas, con divagación lateral del cauce y presencia significativa de orillas erosivas e inestables que provocan una importante fragmentación del bosque de ribera.
- La presencia de amplias llanuras aluviales sometidas a inundaciones frecuentes, con riesgo asociado, afectando especialmente a los usos agroganaderos que dominan estos espacios.

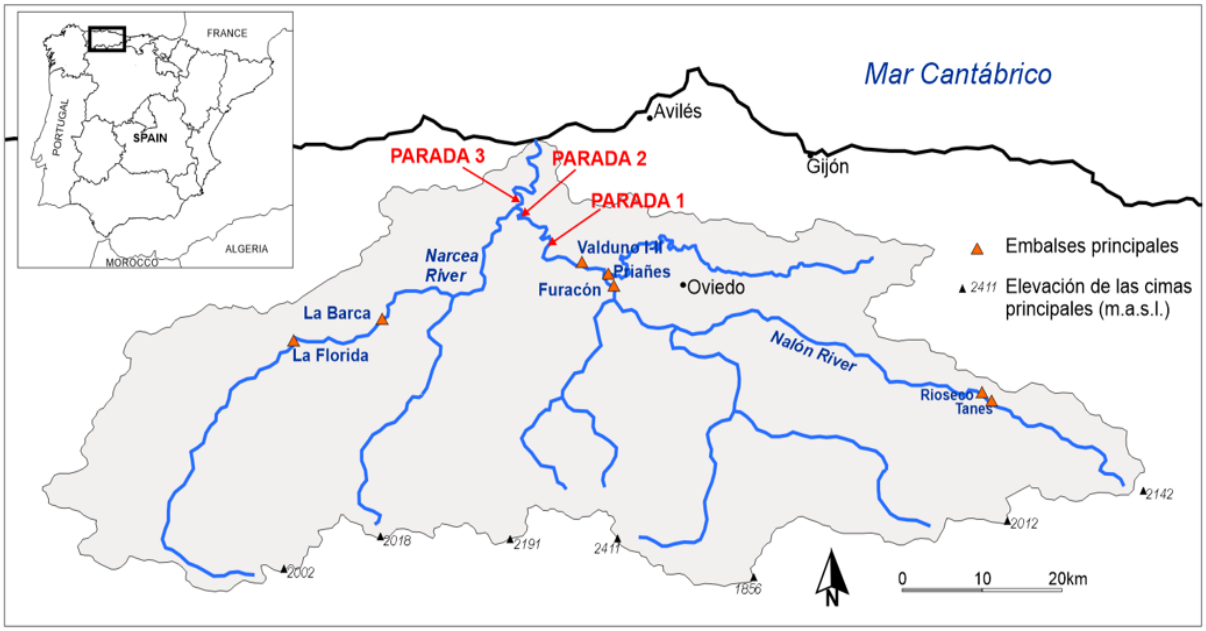


Figura 1. Localización general de la cuenca del río Nalón y localización de las paradas de campo en el tramo bajo del cauce.

Para este tramo fluvial, durante la jornada de campo, se presentan estudios geomorfológicos orientados a:

- Comprender los cambios acaecidos en los cauces aluviales en relación con el déficit de sedimentos.
- Mostrar varias intervenciones experimentales diseñadas a mitigar los efectos adversos de estos cambios y mejorar la funcionalidad del corredor fluvial.
- Mostrar la aplicación del método geomorfológico, complementado con herramientas históricas y bibliográficas, a la cartografía de inundabilidad y zonificación de la peligrosidad en el medio fluvial.

Estos trabajos se enmarcan en una estrecha colaboración entre la Universidad de Oviedo (INDUROT), la Dirección General del Agua, la Confederación Hidrográfica del Cantábrico, el Principado de Asturias y TRAGSA, así como otras entidades públicas y privadas implicadas en la gestión del territorio. Entre estos trabajos, cabe destacar el proyecto financiado por el Plan de Impulso al Medio Ambiente para la Adaptación al Cambio Climático (PIMA Adapta Agua) del Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico titulado *Plan Piloto de Gestión del Sedimento en el Tramo bajo del Río Nalón entre Trubia y Soto del Barco en Asturias* (INDUROT, 2023); o los capítulos 4, 5 y 6 de la Guía Metodológica para el desarrollo del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables – SNCZI (MAGRAMA, 2011).

Entre las diversas cuencas del ámbito cantábrico, la del río Nalón es la más extensa de la vertiente norte de la cordillera Cantábrica. El tramo más bajo de este gran sistema fluvial, ubicado desde el embalse de El Furacón en Trubia hasta el Dominio Público Marítimo Terrestre (DPMT) en la localidad de Peñaullán en Pravia, tiene una longitud de unos 35 km y una anchura media de cauce de unos 100. Este tramo presenta una morfología de cauce predominantemente meandriforme, recorre llanuras aluviales de alta inundabilidad y presenta una anchura media de valle cercana a los 400 m, aunque en algunos puntos del tramo final se acercan a los 1000 m.

Se trata de un tramo cuya masa de agua (ES018MSPFES194MAR001712 Río Nalón V) ha sido evaluada como buena, tanto para el estado ecológico como para el químico, para el periodo 2015-2021, según los estudios desarrollados por la Confederación Hidrográfica del Cantábrico. Además, por Decreto 125/2014, de 17 de diciembre, el tramo es declarado como Zona Especial Conservación Río Nalón

(ES1200029), albergando diversos Hábitats y especies de Interés Comunitario, como los bosques aluviales, el salmón, la nutria, la lamprea o el martín pescador, entre otros.

En el tramo estudiado se pueden diferenciar dos zonas o ámbitos hidrológicamente diferentes: un subtramo superior de unos de 29 km con una cuenca hidrográfica de 2914 km^2 de superficie y otro inferior de unos 6 km, localizado tras la confluencia del río Narcea y para el cual la cuenca hidrográfica tiene 4763 km^2 de superficie.

Esta cuenca del río Nalón constituye un sistema fluvial de gran interés para mostrar los efectos de las alteraciones en el balance de agua y sedimento, sus implicaciones en el corredor fluvial, así como las evidencias geomorfológicas que dejan las inundaciones en la llanura aluvial, ya que, prácticamente todas las llanuras aluviales de estos tramos están clasificadas como de alta inundabilidad en el Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables (SNCZI).

2. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL RÍO NALÓN DESDE EL AÑO 1945

En el marco de los proyectos de investigación y gestión citados se han realizado estudios de evolución histórica del cauce y dominio fluvial, a partir de la fotointerpretación de imágenes aéreas históricas disponibles desde 1945 a la actualidad. El objetivo de estos estudios evolutivos, ampliamente utilizados en análisis de dinámica fluvial, es determinar las tendencias evolutivas del medio fluvial, cuantificar los cambios a lo largo del cauce y evaluar el impacto potencial de ciertos cambios artificiales a escala local y de cuenca, así como el de los procesos naturales (Surian y Rinaldi, 2003; Magliulo *et al.,* 2021).

En el estudio evolutivo del tramo bajo del río Nalón uno de los cambios más destacados es la disminución en la anchura media del cauce (Figura 2). Tomando de referencia el valor máximo medido en los años 50, el tramo bajo del río Nalón se ha estrechado unos 16 metros de media, lo que representa aproximadamente un 11% de su anchura histórica. Este estrechamiento del cauce ha conllevado una disminución de la superficie fluvial activa, en concreto se ha estimado en 41 ha la disminución en superficie de la zona de alta actividad fluvial (Figura 3).

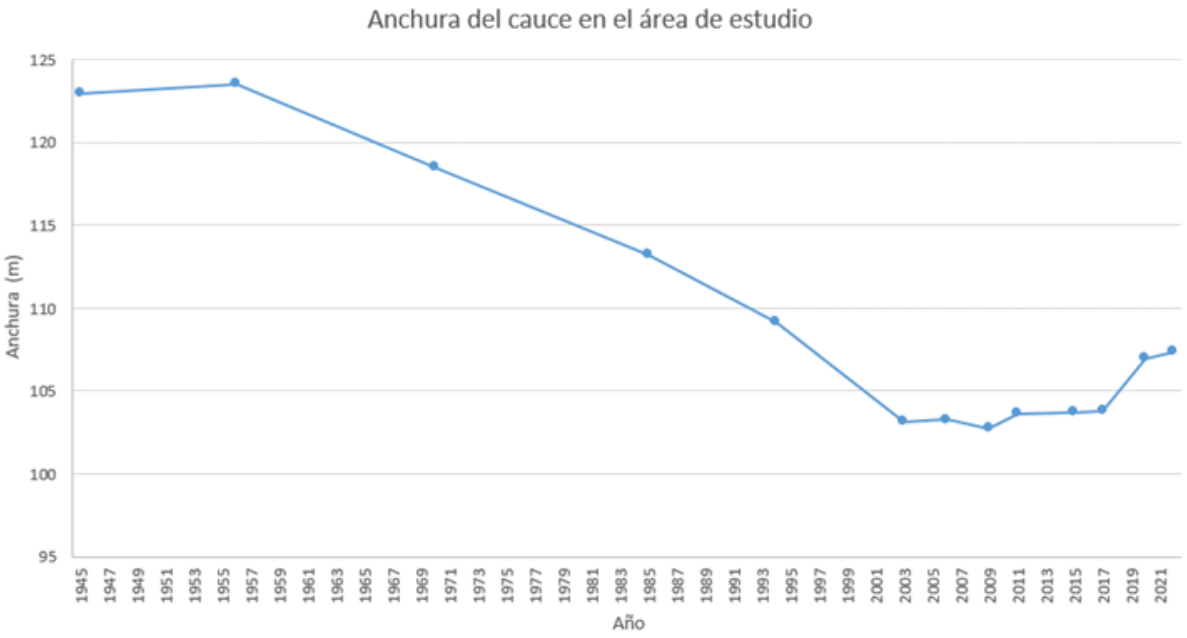


Figura 2. Evolución de la anchura media del cauce en el tramo bajo del río Nalón desde el año 1945.

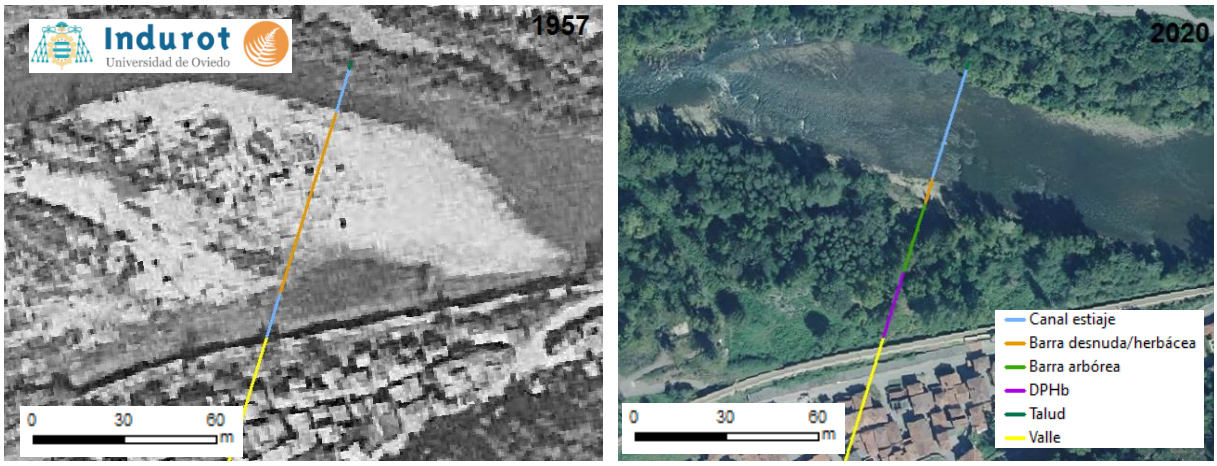


Figura 3. Imágenes comparativas uno de los perfiles fluviales realizados en 1957 (izquierda) y 2020 (derecha) a la altura de Peñaflor (Grado) (Fuente: INDUROT, 2023).

Esta misma tendencia al estrechamiento e incisión de los cauces se describe en las últimas décadas en muchos sistemas fluviales europeos (Scorpio *et al.*, 2015; Musso *et al.*, 2020; Wyzga, 2016 o Ferrer-Boix *et al.*, 2023). Como factores principales detrás de esta evolución se cita, en primer lugar, la retención de sedimentos asociada a la construcción de presas y embalses (Smith *et al*., 2016; Smith. y Mohrig, 2017; Collins *et al.,* 2020), y los cambios en los usos del suelo en la cuenca de drenaje, principalmente el incremento de la superficie boscosa asociado a la despoblación del

medio rural y la consiguiente disminución de la llegada de sedimentos al sistema fluvial (Beguería, 2006; Zhang *et al.*, 2014; Magliulo *et al.*, 2021).

En el tramo bajo del río Nalón se reconoce esta misma tendencia y causas. En primer lugar, existen varias presas y embalses construidos desde la década de los años 50, siendo la superficie de cuenca afectada por estas obras en el tramo de estudio muy significativa, con un valor del 90%. A este efecto, hay que añadir también el efecto de la retención de sedimento que puede derivarse de las canalizaciones que han estrechado la zona activa en numerosos tramos de ríos trenzados. Además, en la cuenca del Nalón también se ha producido un incremento de la vegetación arbórea y abandono de terrenos agrícolas. Este cambio en los usos del territorio ha sido cuantificado en varias cuencas del ámbito cantábrico (*Riverchanges*, 2016-2019).

El modelo evolutivo del canal (Figura 4) asociado a una alteración de la llegada de sedimento, como la identificada en el tramo de estudio, describe ajustes en la geometría del canal mediante dos mecanismos principales (Schumm *et al.*, 1984; Simon, 1989; Surian y Rinaldi, 2003; Brandt, 2000; Thompson *et al*., 2016). En primer lugar, se desarrollan unas fases iniciales de profundización y estrechamiento del cauce, seguidas de fases de socavación, zapado y colapso de la orilla, que conducen a la ampliación de la anchura del canal, en la “búsqueda” de una nueva morfología adaptada al nuevo balance sedimentario que impera en el tramo.

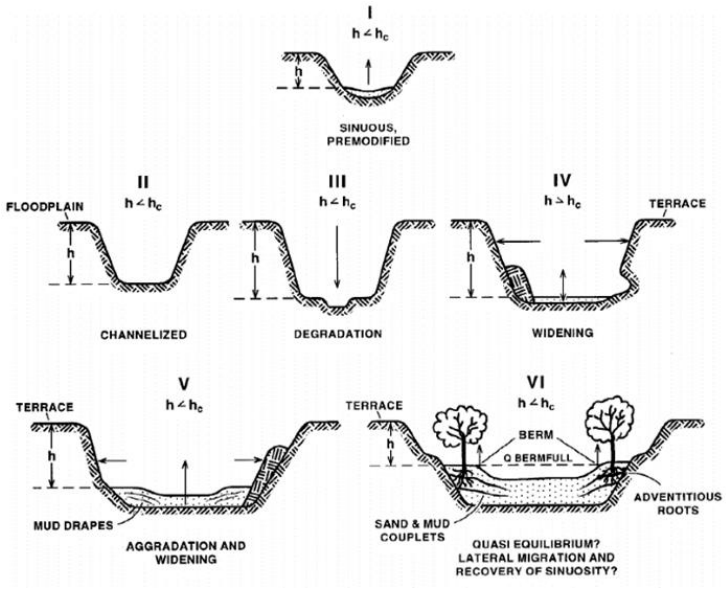


Figura 4. Modelo evolutivo del canal Schumm *et al*. (1984), donde h es la altura de orilla y h_c es la altura de orilla crítica.

A partir de los estudios realizados, en el tramo bajo del río Nalón la evolución observada encaja en este modelo evolutivo del canal y se puede establecer una secuencia temporal que incluye las siguientes fases:

- **Fase I (1945–1956).** Situación de referencia previa a la implantación de presas y canalizaciones significativas.
- **Fase II (1956–1970)**. Comienzo de los procesos de degradación del lecho y primeros indicios de estrechamiento.
- **Fase III (1970–1994).** Encajamiento progresivo, aumento de orillas erosivas, pérdida de trenzamiento.
- **Fase IV (1994–2003)**. Aumento notable del colapso de orillas, procesos de agradación locales y primeras señales de ensanchamiento del cauce.
- **Fase V (2003–2023).** Se reconoce un periodo sin cambios destacables, seguido de un incremento de erosiones de orilla y de ensanchamiento del cauce, especialmente marcado a partir de la imagen de 2020.

En la Figura 5 se ilustran estos cambios en la zona alta del tramo estudiado. En la imagen más antigua (1945) la anchura del canal activo alcanza los 140 m y, tras una disminución progresiva a lo largo de varias décadas, es de solo 45 m en el año 2003. Desde entonces y hasta la actualidad hay un ensanchamiento del cauce, alcanzando los 80 m en 2020.

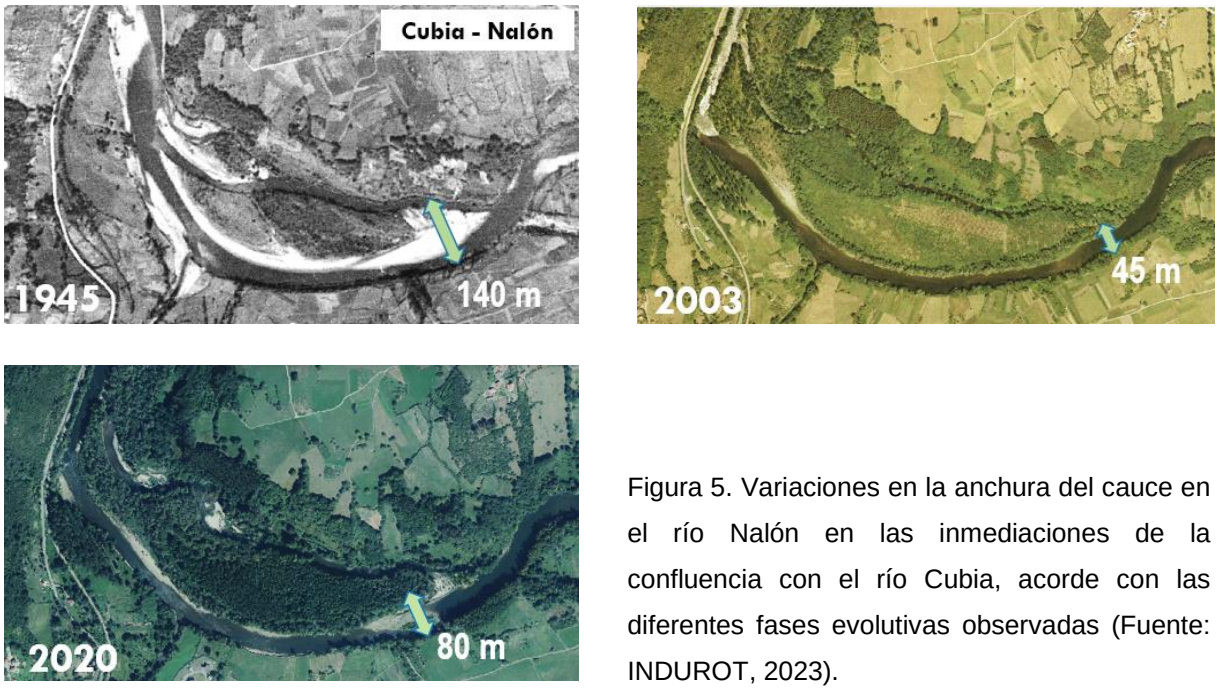


Figura 5. Variaciones en la anchura del cauce en el río Nalón en las inmediaciones de la confluencia con el río Cubia, acorde con las diferentes fases evolutivas observadas (Fuente: INDUROT, 2023).

Tomando como referencia lo que ha cambiado el cauce respecto al que había en el año 1956, en el 47% de los tramos analizados se observa un estrechamiento, en un 14% se detecta un ensanchamiento y en el 39% restante no se reconocen cambios significativos en la anchura del canal; si bien, en este último caso, no se puede descartar que estén desarrollándose procesos de encajamiento e incisión en la vertical no visibles en las ortofotos.

Todos los cambios detectados están produciendo, entre otros efectos, una tendencia creciente de la erosión en las orillas aluviales, iniciada en las últimas dos décadas y que se mantiene en la actualidad. Concretamente, en torno a un 17% de las orillas aluviales del tramo bajo del río Nalón muestran señales de erosión, aunque este valor asciende a un 27% en el subtramo inferior, tras la confluencia Nalón-Narcea (Figura 6). Se trata de unos 8 km de orillas erosivas, distribuidas en más de 30 emplazamientos y que representan el máximo registrado desde que se dispone imágenes aéreas.

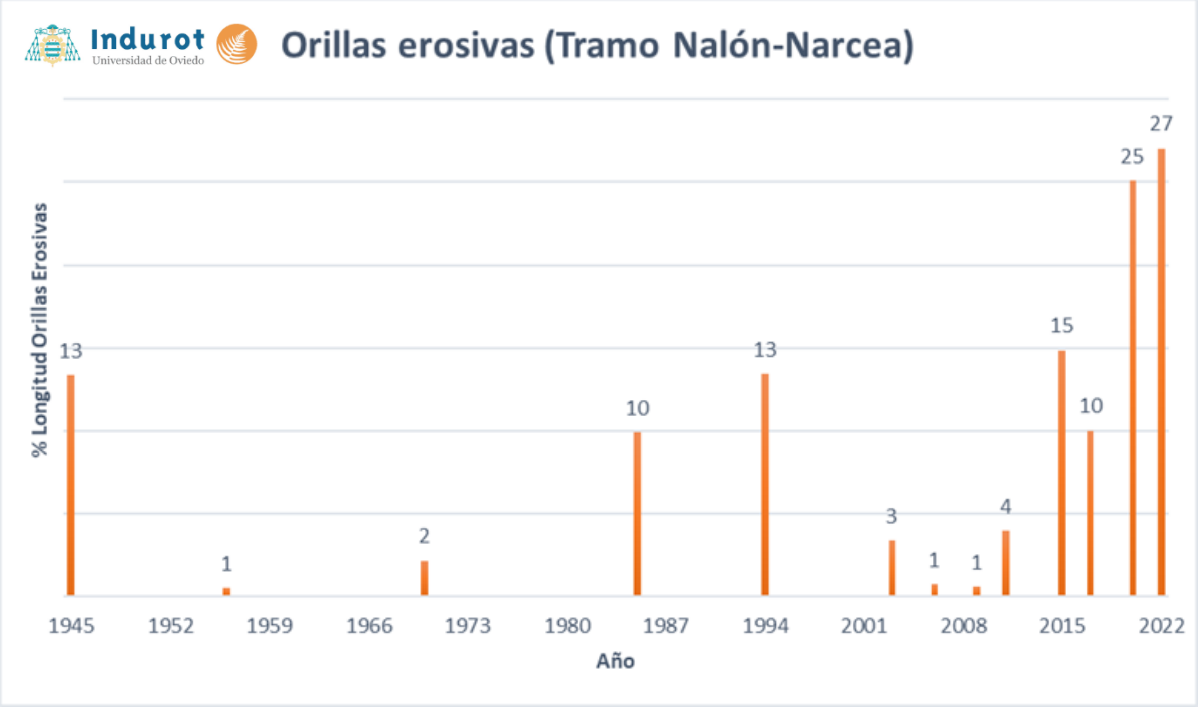


Figura 6. Evolución de la presencia de orillas erosivas, expresado como porcentaje del total de orillas aluviales, en el tramo bajo Nalón-Narcea.

Simultáneamente a esta evolución, también se ha registrado un aumento de afloramientos rocosos en el lecho (Figura 7), que están señalando en varios puntos el

desarrollo de procesos de incisión en la vertical. En síntesis, el río se está volviendo más profundo y estrecho (Fases III del Modelo evolutivo del canal) si bien en algunos casos ya se reconoce una evolución hacia el ensanchamiento a partir de la desestabilización de algunas márgenes.



Figura 7. Afloramientos rocosos en el lecho del cauce en el entorno de la localidad de Peñaflor.

Aparte de los problemas de erosión y los desajustes fluviales descritos, el estrechamiento e incisión de los cauces disminuye la conectividad entre el cauce principal y las márgenes, afectando al ecosistema fluvial, a su conectividad y a la distribución de especies. Entre sus consecuencias más relevantes se describe 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; Fernández-García *et al.,* en prensa).

En el año 2022 se publicaron las *Directrices y buenas prácticas en el contexto de la Directiva Marco del Agua para la Gestión integrada de los sedimentos,* traducidas al español en el año 2023. En dicho documento, se indica que la gestión de los sedimentos constituye para España un asunto pendiente que enlaza con la consideración de los criterios geomorfológicos en otras iniciativas nacionales, como el RD de Dominio Público Hidráulico que desarrolla la Ley de Aguas, El Plan Estratégico Estatal del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad, el Protocolo de caracterización hidromorfológica de masas de agua de la categoría ríos o la Estrategia Nacional de Restauración de Ríos (2022-2030). A lo largo de la jornada de campo se analizarán diferentes aspectos que enlazan los estudios geomorfológicos con la aplicación y los objetivos propuestos en estos documentos.

Más concretamente, se tratarán diversos aspectos dirigidos a mitigar estos reajustes fluviales, como actuaciones de baipás sedimentario desde aguas arriba de las presas que retienen el sedimento (Parada 1), investigación del sedimento de carga de fondo, ya que es el material que más repercute en estos reajustes (Parada 1), así como medidas de bioingeniería para fortalecer la vegetación de ribera (Parada 3) en un entorno altamente inundable (Parada 2).

3. CARTOGRAFÍA DE ÁREAS INUNDABLES: CRITERIOS GEOMORFOLÓGICOS

En la Directiva Europea 2007/60/CE, relativa a la evaluación y gestión de los riesgos de inundaciones, así como su trasposición mediante Real Decreto 903/2010, se contempla la necesidad de abordar una cartografía de zonas inundables. Todos los países miembros han tenido que identificar las áreas donde pueden producirse inundaciones significativas, o Áreas de Riesgo Potencial Significativo de Inundación (ARPSI) y cartografiar la posible extensión de las inundaciones y los bienes y personas en riesgo en las ARPSI con la elaboración de los Mapas de Peligrosidad y Riesgo de Inundación. Una vez reconocidas estas áreas se adoptan medidas adecuadas y coordinadas para reducir el riesgo de inundación en esas zonas en Planes de Gestión Integrada del Riesgo de Inundación. En España, para cumplir con los requerimientos de la Directiva Europea, se creó el Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables (SNCZI, https://www.miteco.gob.es/es/agua/temas/gestion-de-los-riesgos-de-inundacion/snczi.html).

En el año 2011, para homogenizar los criterios y la calidad de la cartografía de zonas inundables, se publicó la Guía Metodológica para el desarrollo del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables - SNCZI (MAGRAMA, 2011). En esta guía, así como en el Real Decreto 9/2008, de 11 de enero, por el que se modifica el Reglamento del Dominio Público Hidráulico, se ponen en valor las características, criterios y métodos geomorfológicos a tener en cuenta en el SNCZI para la determinación y delimitación de varias unidades fundamentales en la gestión fluvial, como el Dominio Público Hidráulico (DPH), la Zona de Flujo Preferente (ZFP) y la clasificación de las zonas inundables.

El fundamento principal de esta metodología se basa en que los procesos de erosión, transporte y sedimentación fluvial generan un conjunto de formas del relieve

propias que dependen de las características del flujo. Dado que las inundaciones pasadas constituyen la mejor evidencia de que un determinado evento pueda repetirse en el futuro (Baker *et al*., 1993; Benito y Hudson, 2010), estas formas fluviales pueden utilizarse para conocer los procesos que las han generado (Baker *et al.,* 1988; Lastra *et al.,* 2008; Ho y Umitsu, 2011; Santos *et al.,* 2011). Un estudio detallado de las evidencias geomorfológicas permite reconocer las áreas que fueron inundables y, en algunos casos, determinar la magnitud de la inundación proporcionando datos de calado y velocidad mínima de la corriente (Fernández-Iglesias, 2015).



Figura 8. Depósito de flotantes (arriba izquierda), marcas de limos en fachada de vivienda (arriba derecha), diferentes formas en depósitos arenosos (imágenes centrales) y *Creevase Splay* representado por un lóbulo de derrame de granulometría gruesa (abajo izquierda). En la imagen de abajo a la derecha se muestra un surco erosivo de gran entidad.

En el caso de las evidencias geomorfológicas, se puede diferenciar entre las formas y depósitos que han sido generados por una avenida reciente, de las que son un reflejo de avenidas más antiguas. Las primeras se reconocen con más facilidad porque el material es visible en superficie, por eso son llamadas evidencias *recientes* o *efímeras* (Fernández-Iglesias, 2015; Figura 8). Las evidencias preservadas pueden ser de tipo sedimentario: flotantes, limos, arenas, tamaño grava y superior, donde cada una aporta diferente información sobre calado y velocidad; o bien de tipo erosivo, generadas por la retirada de material de la zona inundada, lo que les confiere un destacado valor como formas indicadoras de la Zona de Flujo Preferente.

Estas evidencias geomorfológicas recientes, cuando transcurre tiempo desde su formación, suelen aparecer cubiertas por vegetación, pero se conserva el cambio morfológico que han introducido en el terreno; son *evidencias geomorfológicas vegetadas* (Fernández-Iglesias, 2015; Figuras 9 y 10).



Figura 9. Rápida colonización por vegetación de una forma erosiva en la llanura aluvial del río Narcea en Cornellana (Asturias).

Aunque estas formas estén vegetadas, aspectos como la frecuencia con que aparecen o su nitidez pueden permitir inferir características sobre la frecuencia e intensidad de las avenidas sobre la zona inundable. En muchos casos, estas unidades aluviales suelen estar separadas por escarpes (Jones *et al*., 2007), que representan escalones de variada altura e inclinación, que son utilizados como los límites de zonas o terrazas con diferente peligrosidad de inundaciones.

Adicionalmente a estas evidencias geomorfológicas ligadas a procesos de erosión, transporte y sedimentación conservadas en la superficie de la zona inundable, la metodología geomorfológica se complementa con las siguientes tareas adicionales que serán tratadas en la Parada 2:

- Estudio evolutivo del medio fluvial a partir de análisis multitemporal de fotografías aéreas históricas, con el apoyo de diferentes modelos del terreno para delimitar unidades.
- Estudio de inundaciones históricas, incluyendo registros de caudales, fuentes documentales (hemeroteca, recopilaciones previas, etc.) y encuestas a la población y técnicos de las administraciones competentes en la materia, para completar la relación entre evidencias geomorfológicas con frecuencias de inundación.

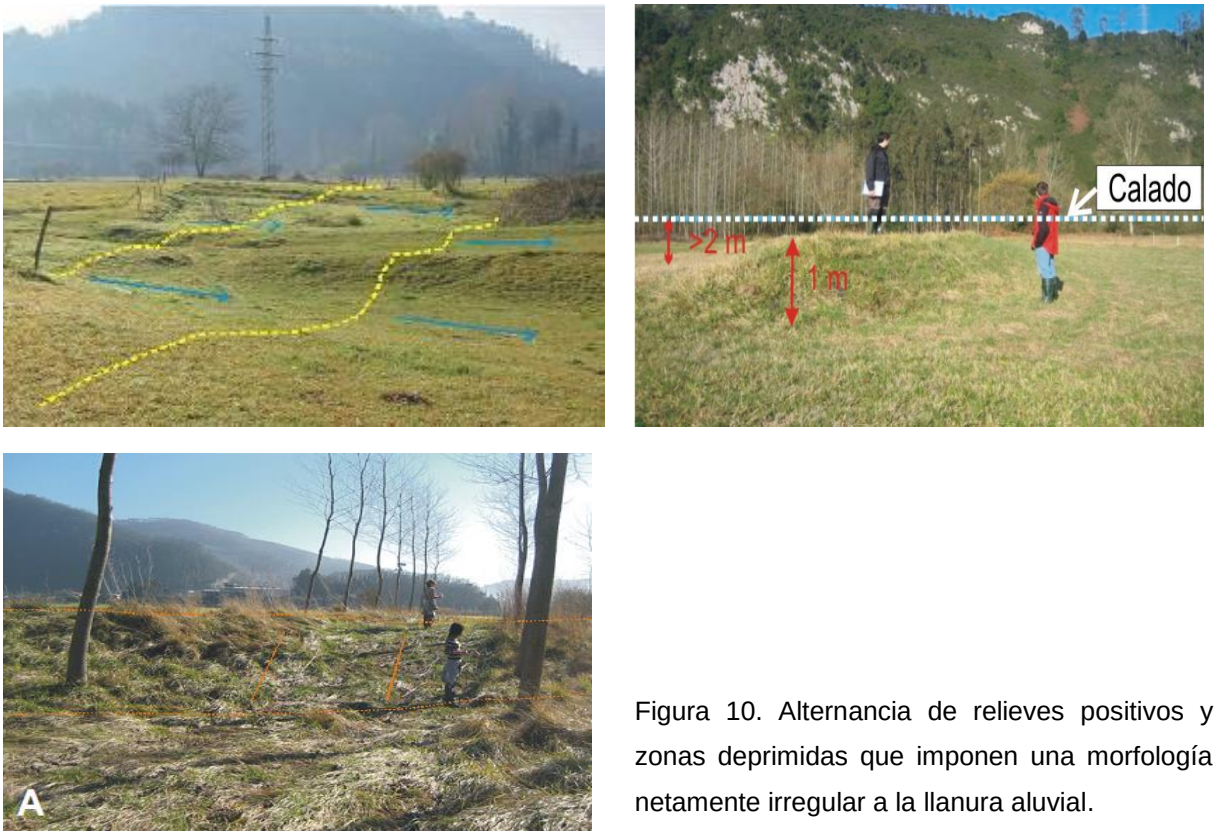


Figura 10. Alternancia de relieves positivos y zonas deprimidas que imponen una morfología netamente irregular a la llanura aluvial.

4. VISITAS DE CAMPO

Como ya se ha indicado, el tramo bajo del río Nalón, ubicado desde el embalse de El Furacón en Trubia hasta el Dominio Público Marítimo Terrestre (DPMT) en la localidad de Peñaullán en Pravia, presenta unas condiciones apropiadas para el estudio del sedimento, el análisis de repercusiones derivadas de tramos embalsados y el diseño de medidas de mitigación de potenciales impactos en el corredor fluvial. En esta jornada de campo se plantea un recorrido en las 3 paradas mostradas en la Figura 11.

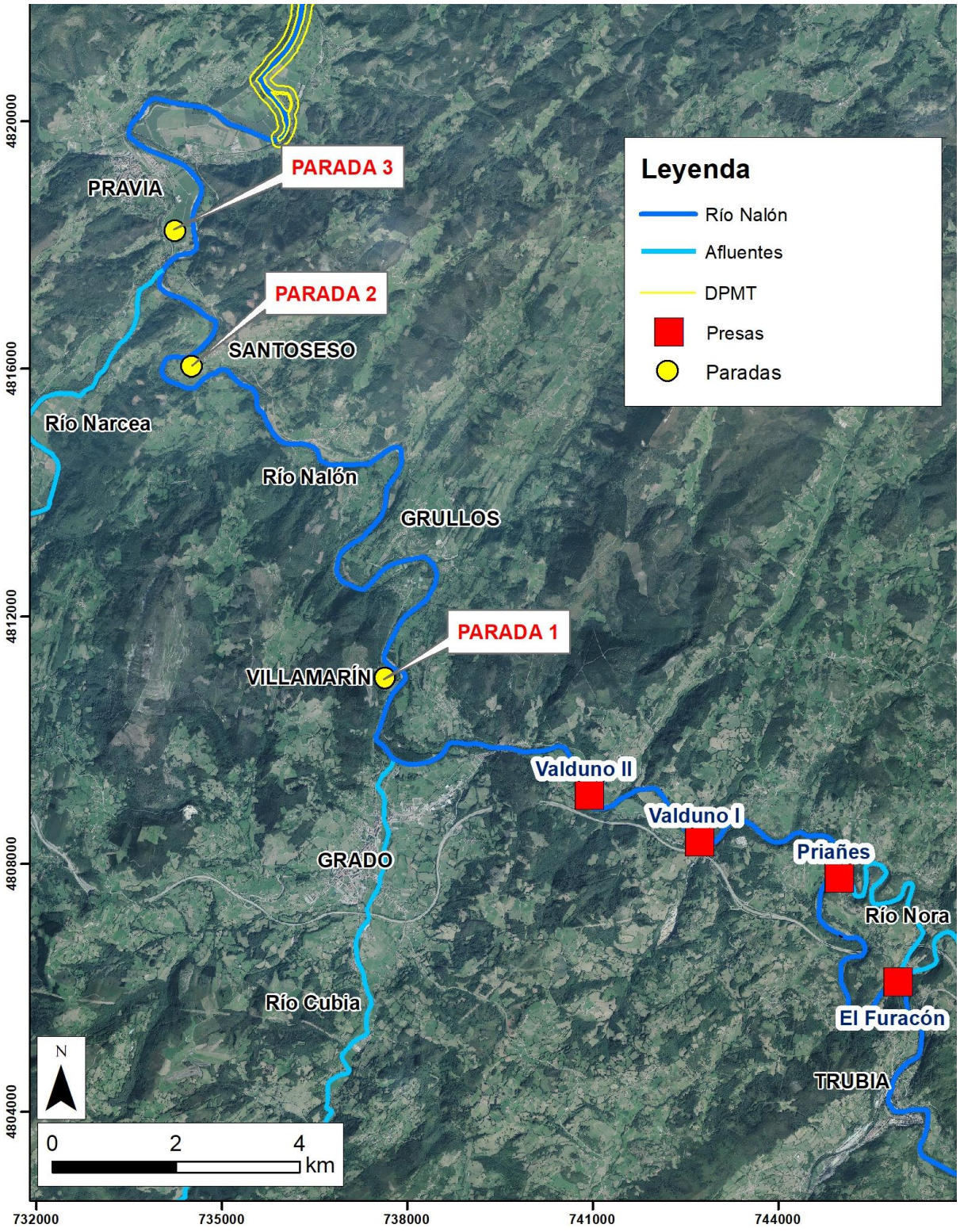


Figura 11. Localización de las paradas en el tramo bajo del río Nalón, junto con las principales presas de la zona y el comienzo del Dominio Público Marítimo Terrestre (DPMT), en las inmediaciones de la localidad de Pravia.

PARADA 1: VILLAMARÍN. Baipás sedimentario y monitorización de sedimento

Mejorar el conocimiento del transporte de sedimento en el río es fundamental para tratar de actuar sobre el origen de los reajustes detectados. Sin embargo, las medidas directas de transporte son complejas, especialmente las de transporte como carga de fondo, y normalmente los datos disponibles son muy escasos. En el caso de la cuenca del Nalón-Narcea los únicos datos disponibles sobre carga de fondo se localizan en la cuenca media-alta del Narcea y son pocos (Vazquez-Tarrio, 2013; Vazquez-Tarrio y Menéndez-Duarte, 2014). Por esta razón, desde el año 2023, se están realizando varios ensayos y medidas en el tramo bajo del río Nalón para medir el transporte como carga de fondo y la redistribución del sedimento más grueso del río. Las actuaciones realizadas y que se visitarán en esta parada son:

- Baipás sedimentario. Zonas piloto de reubicación de sedimentos, utilizando material procedente de aguas arriba de las presas que están reteniendo el material sólido grueso del río Nalón.
- Observatorio de sedimento. Instalación de varias herramientas para la monitorización del transporte de sedimento grueso.

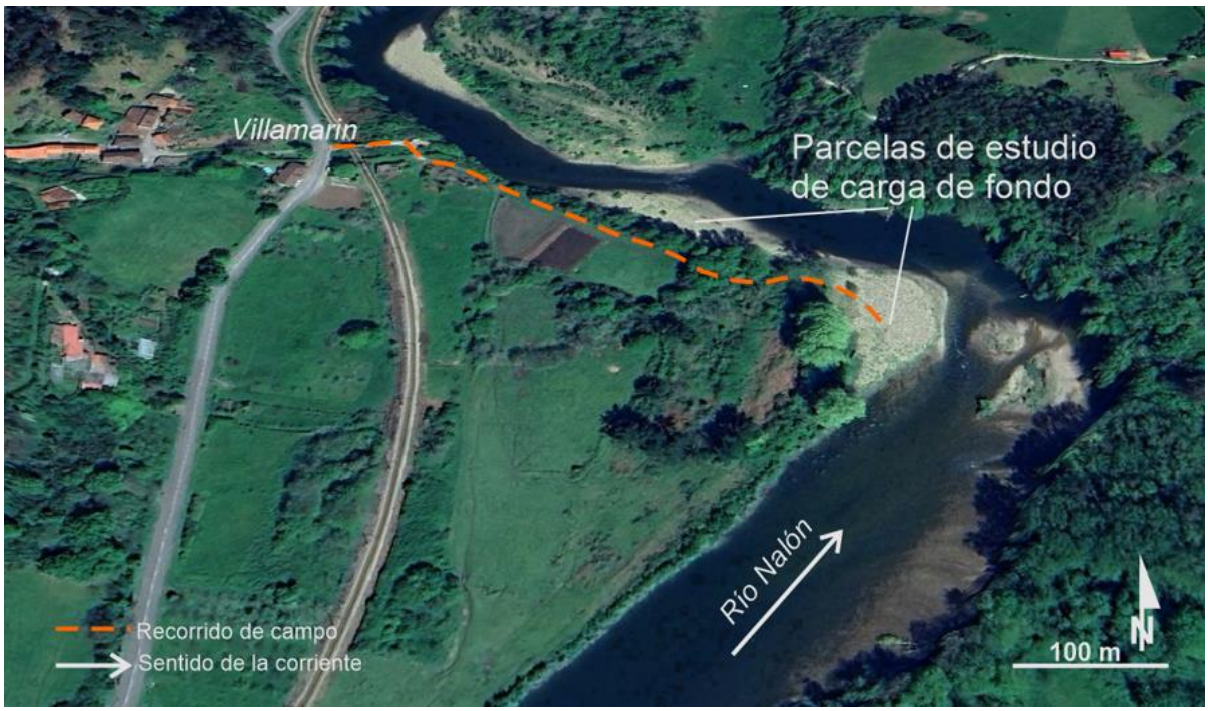


Figura 12. Recorrido hacia la barra de meandro en las inmediaciones de la localidad de Villamarín.

Baipás sedimentario

En el meandro de la localidad de Villamarín (Figura 12), en el término municipal de Grado, se reubicó una cantidad de sedimento que, aunque de entidad moderada, persigue conformar la base de la primera experiencia piloto de baipás sedimentario en un sistema fluvial de la vertiente cantábrica. El material, procedente de aguas arriba de las presas que retienen el sedimento, fue reubicado sobre una barra de meandro que forma parte del canal activo del río Nalón (Figura 13).



Figura 13. Fotografías tomadas durante la reubicación de sedimento en el meandro de Villamarín.

Durante la vista de campo se explicarán los estudios preliminares realizados para la planificación y ejecución del baipás, desde el área fuente de material, la cantidad de sedimento, granulometría, consideraciones morfodinámicas y ambientales, distribución de material, planificación de los trabajos, etc. También se explicarán las transformaciones que ha experimentado la barra de meandro durante varias crecidas fluviales recientes, mediante técnicas GIS (DoD) y modelos digitales del terreno elaborados a partir de vuelos dron fotogramétricos (Figura 14).

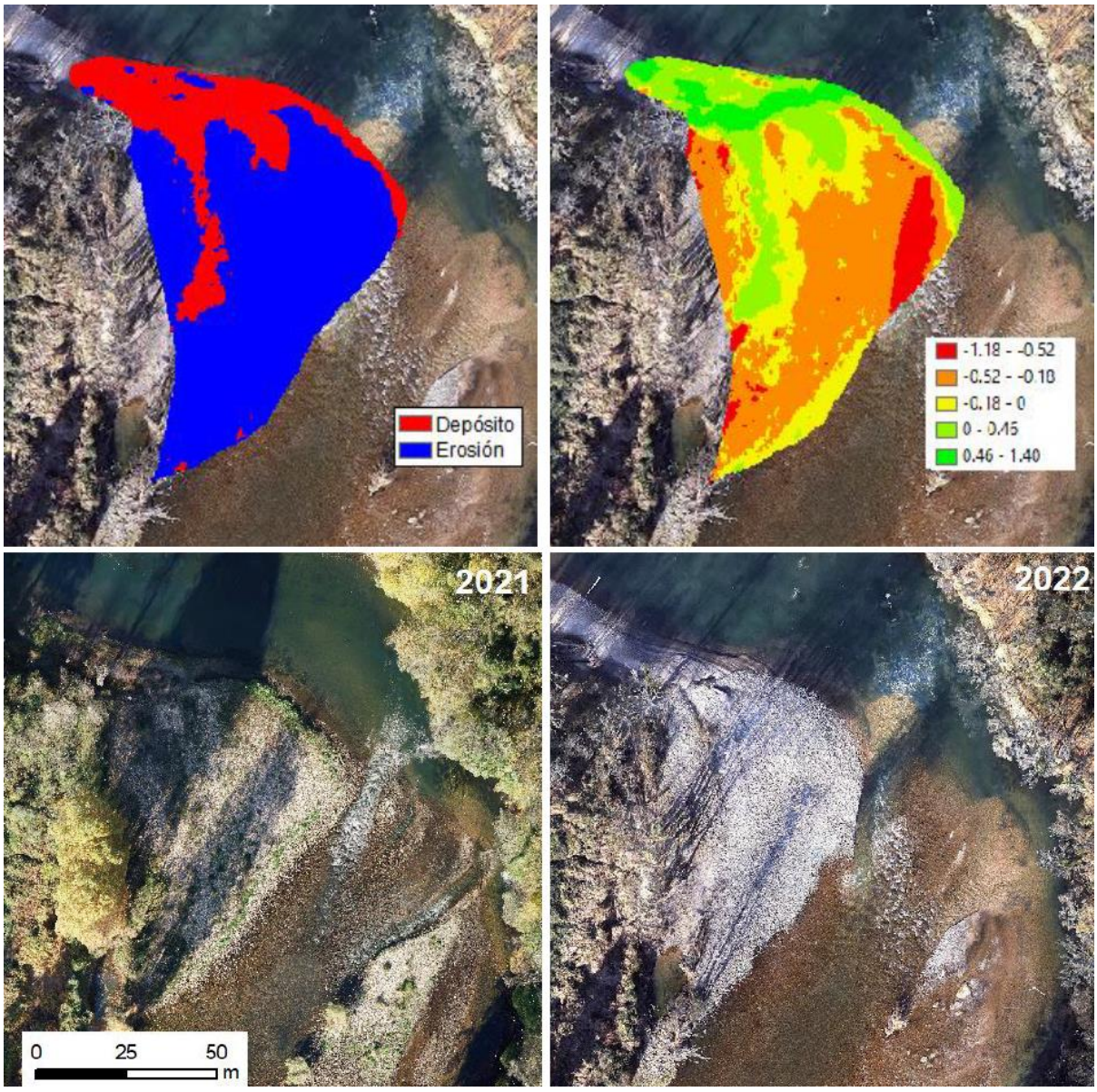


Figura 14. Arriba resultado de la comparativa de los dos modelos digitales del terreno antes y después de una avenida en Villamarín. A la izquierda se muestran las zonas de depósito y de erosión y a la derecha las diferencias de cota entre los modelos. Abajo se muestran las ortofotos de noviembre de 2021 y febrero de 2022.

Observatorio de sedimento

En este mismo meandro, y a lo largo de todo el tramo bajo del río, se abordó la configuración de un observatorio de sedimento, dirigido a la investigación de técnicas y metodologías de seguimiento de los flujos de sedimento, especialmente del material grueso o carga de fondo.

En esta parada se visitarán *in situ* diferentes técnicas y herramientas aplicadas para la adquisición de los primeros datos de transporte de material grueso,

concretamente placas de impacto, clastos marcados con geolocalizadores y parcelas de rastreo. Además, se mostrarán otras de las técnicas geofísicas aplicadas en el entorno, como sismógrafos e hidrófonos.

Las ***placas de impacto*** consisten en unas piezas de acero inoxidable que llevan adheridas un acelerómetro (Richardson *et al*., 2003). Estas se instalan en el lecho del cauce, con el objeto de registrar los impactos de los clastos contra la pieza de acero generados durante un episodio de transporte y en un intervalo de tiempo prefijado. Se trata de obtener una medida cuantitativa que sirva de referencia sobre la cantidad de sedimento que se desplaza por el fondo del cauce en el punto en que se ha instalado. En este emplazamiento de Villamaría se instalaron un total de 3 placas de impacto, ubicadas aguas arriba, en el centro y aguas abajo de la zona de reubicación sedimentaria (Figura 15).



Figura 15. Placa de impacto sobre el lecho rocoso en la imagen izquierda, y a la derecha sobre el lecho sedimentario con losa de hormigón.

Esta zona de monitorización de Villamarín también forma parte de un conjunto de emplazamientos seleccionados para estudiar el transporte de sedimento grueso

mediante la técnica de ***clastos trazadores mediante sensores RFID***, que permiten identificarlos individualmente al ser escaneados con una antena lectora específica de la técnica. Esta técnica se está aplicando con frecuencia en el seguimiento de la carga de fondo en sistemas fluviales (Olinde y Johnson, 2015; Vázquez-Tarrio *et al*., 2019) y en la monitorización de otros procesos geomorfológicos (Le Beton *et al*., 2022). El radio de localización es muy limitado, y aunque el seguimiento es costoso al requerir una búsqueda cercana, es una de las pocas técnicas que ofrece medidas directas de las distancias de transporte. En este sentido, algunos clastos se pintan para facilitar su localización visual en campo. En Villamarín se depositaron numerosos clastos trazadores, distribuidos en diferentes zonas del cauce y se está realizando un seguimiento de los mismos para analizar el transporte durante las avenidas fluviales.

Además de aplicar estas técnicas, se están desarrollando otros trabajos de investigación para monitorizar el sedimento mediante ***sismógrafos***, en el marco del Proyecto CANALAB (PID2020-118228RB-C21, 2021-2026), en colaboración con el Grupo de geofísica y tectónica GEOTEC, del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo (Figura 16). El monitoreo con datos sísmicos se fundamenta en que las partículas de sedimentos pueden generar ondas elásticas cuando golpean el lecho del río durante su transporte (Roth *et al.*, 2014). La idea es estudiar las relaciones de la señal sísmica con los caudales líquidos, a partir de la comparación con los datos de nivel de las estaciones de aforo de la Confederación Hidrográfica del Cantábrico (CHC) y, también, con los datos de transporte de sedimento obtenido con el resto de técnicas. Durante la visita de campo se mostrarán los datos preliminares obtenidos, así como las diferentes herramientas geofísicas utilizadas (sismógrafos e hidrófonos).

PARADA 2: SANTOSESO. Geomorfología y zonas inundables

Durante esta parada se visitará la zona inundable del río Nalón a la altura de la localidad de Santoseso. Como ya se ha indicado, la delimitación precisa de esta zona, así como la del Dominio Público Hidráulico (DPH), es clave para la planificación territorial, la gestión de riesgos, el diseño de actuaciones correctoras y la conservación del cauce. La cartografía disponible en este tramo dentro del SNCZI, que muestra el DPH y una llanura aluvial catalogada como de alta inundabilidad, contempló los criterios geomorfológicos que se visitarán en esta parada (Figura 17).

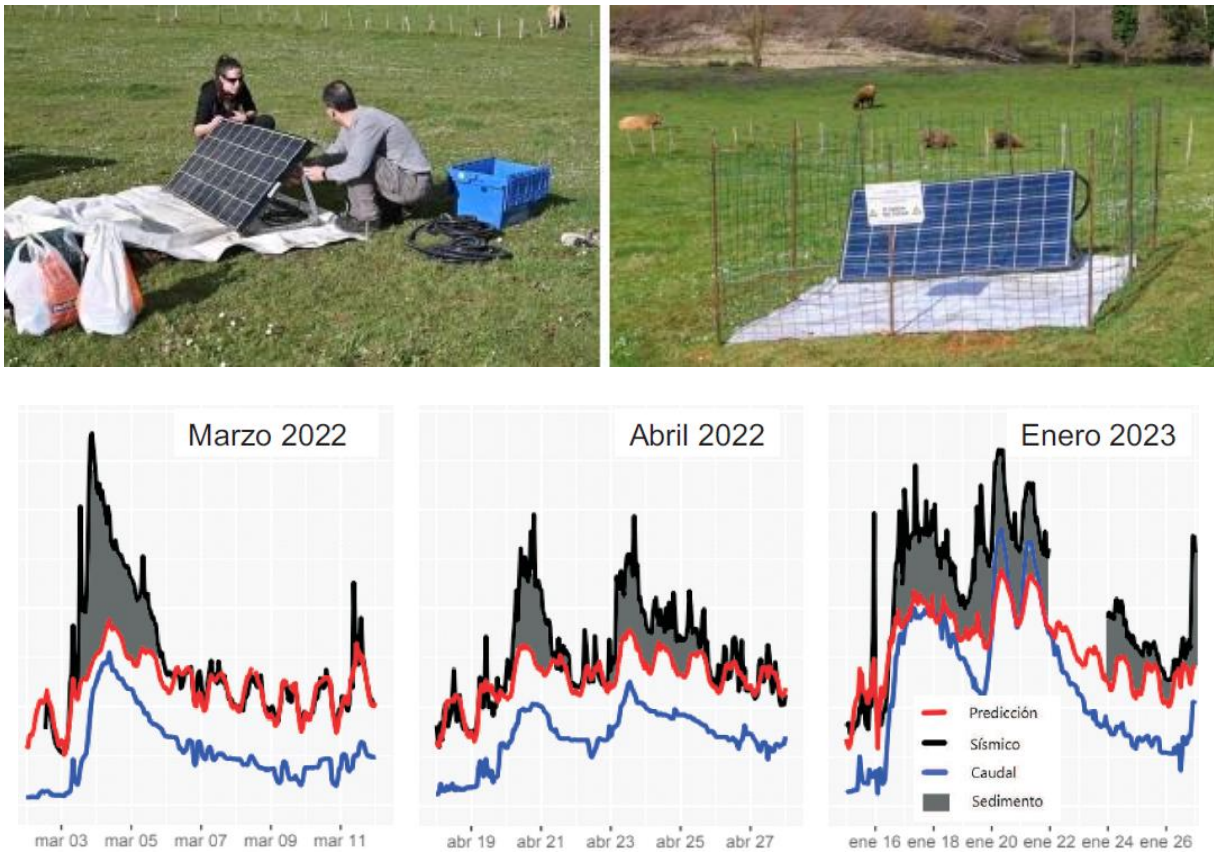


Figura 16. Arriba, imágenes de la instalación de un sismógrafo en el campo (Fuente: proyecto CANALAB), y abajo algunas de las señales registradas (González-Rodríguez *et al.*, 2024).

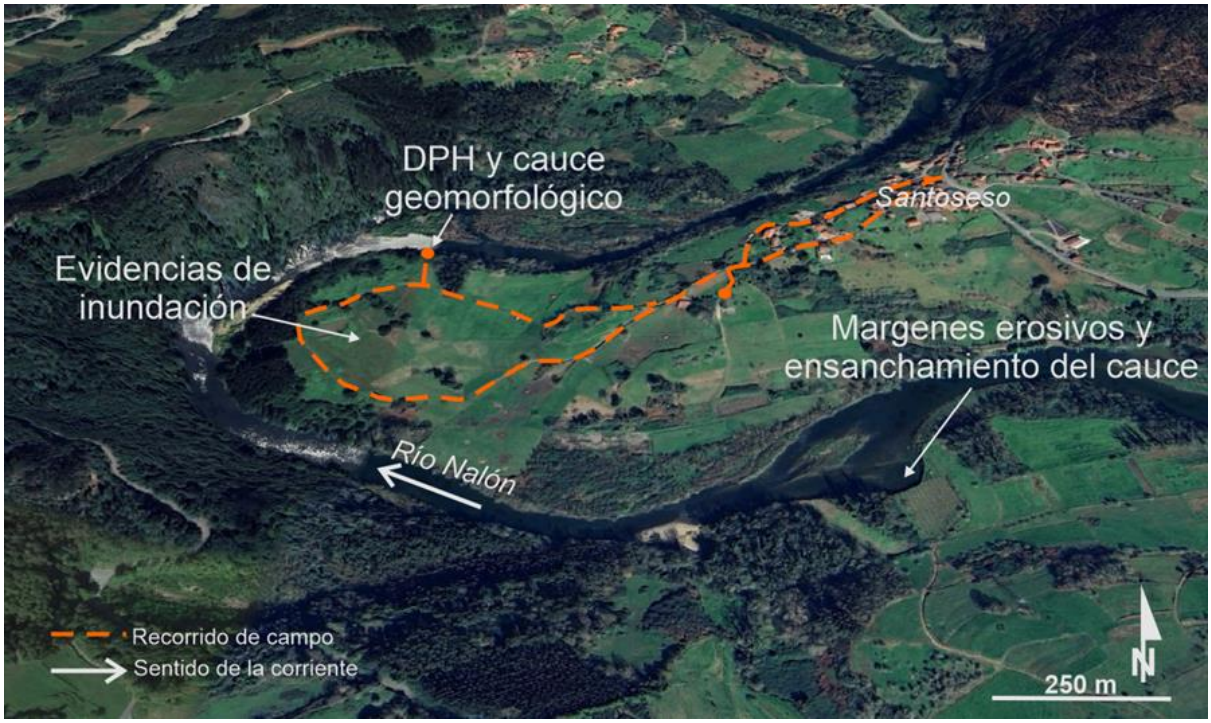


Figura 17. Itinerario previsto en la vega de Santoseso.

Concretamente, se recorrerán diversas evidencias geomorfológicas de naturaleza erosiva y sedimentaria presentes sobre la llanura aluvial y se detallará su relación con el tránsito de una inundación, incluyendo información sobre calado, velocidad y frecuencia de inundación, contribuyendo a definir unidades con diferente peligrosidad, incluso en ausencia de series hidrológicas completas o modelizaciones hidráulicas detalladas. En la Figura 18 se muestran los modelos de sombreado y de elevaciones, obtenidos a partir de datos LiDAR, y sobre ellos se reconocen y delimitan las distintas formas de erosión y depósito presentes en la llanura aluvial de Santoseso.

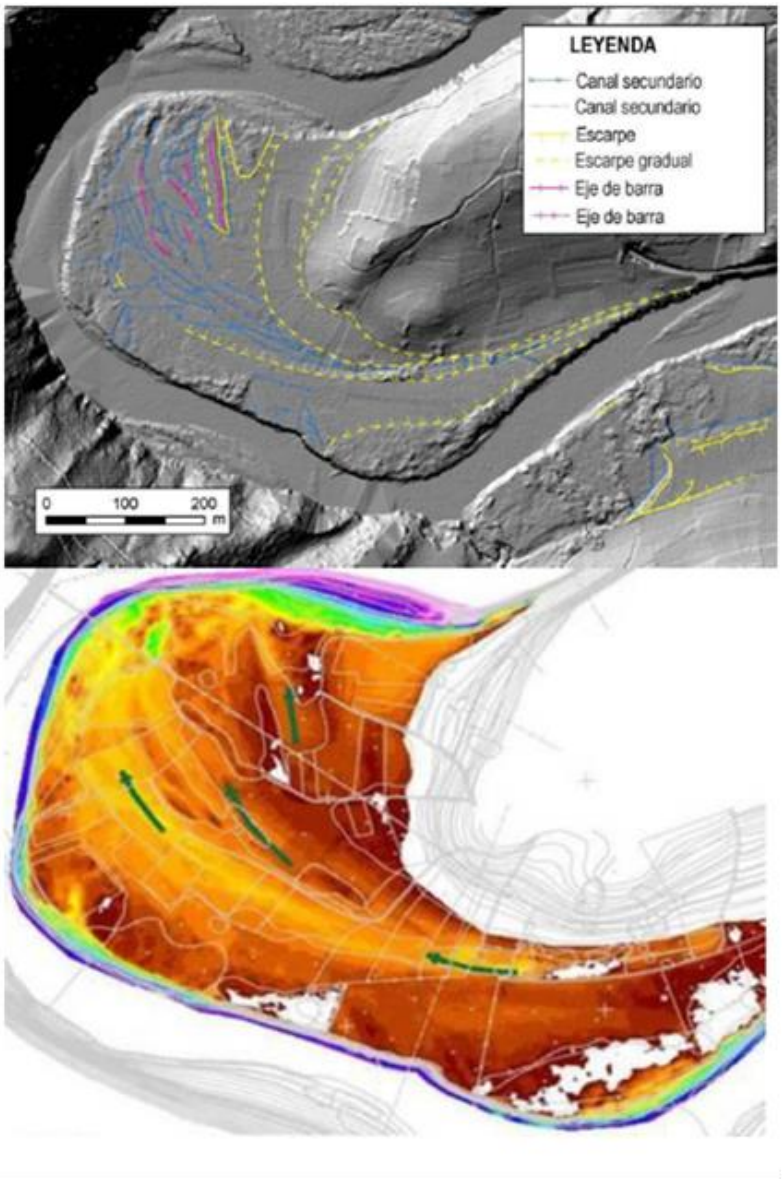


Figura 18. Arriba, modelo de sombreado, y abajo de elevaciones de la llanura aluvial en Santoseso. Se reconocen varias depresiones con forma de canal y crestas asociadas a depósitos de desbordamiento, asociadas a flujos secundarios generados durante episodios de avenida.

Las formas del terreno en Santoseso, tanto los depósitos de desbordamiento como las formas erosivas de flujos secundarios, permiten identificar las zonas con mayor actividad fluvial reciente (Figura 19). Estas evidencias geomorfológicas se localizan principalmente dentro de lo que la normativa denomina Zona de Flujo Preferente (ZFP), que es el espacio donde, durante una avenida, el agua circula con más energía y capacidad de arrastre. En esta ZFP en Santoseso, se combina alta frecuencia de inundación y condiciones de elevada peligrosidad por velocidad y calado, lo que se refleja también en el terreno con la presencia de morfologías nítidas y bien conservadas. Por el contrario, fuera de la ZFP, donde la peligrosidad es menor, las evidencias tienden a ser más escasas o difusas. La zona inundable de Santoseso permite ver no sólo esta correspondencia entre el relieve y la peligrosidad de inundación, sino que ayuda a entender cómo los ríos ocupan y modelan su espacio, y por qué es esencial respetar su dinámica natural en la ordenación y gestión del territorio.



Figura 19. Imágenes de la vega de Santoseso tras las avenidas de junio de 2010 y enero de 2019. La línea amarilla discontinua marca el límite superior de la llanura de inundación.

PARADA 3: PRAVIA. Mejora del bosque de ribera mediante bioingeniería

La vegetación autóctona de ribera que se desarrolla en el tramo medio y bajo del río Nalón corresponde mayoritariamente a dos tipos de bosques: las alisedas atlánticas y las saucedas blancas, formaciones vegetales incluidas en el hábitat de interés comunitario prioritario 91E0. Este hábitat sufre una alta fragmentación, estando

ausente en numerosos tramos con orillas erosivas, y en otros la franja de bosque autóctono es demasiado estrecha para que sea un hábitat funcional (Figura 20). Esta situación no solo altera la continuidad longitudinal del corredor ecológico del río Nalón (INDUROT, 2023; Fernández-García *et al*., en prensa), sino que además lo hace muy vulnerable a la colonización por las plantas invasoras.

Para mitigar estos efectos, recientemente se abordaron actuaciones de mejora del bosque de ribera mediante el ensayo de diferentes tipologías de actuaciones de bioingeniería que serán visitadas en esta parada (Figura 21). Se trata de soluciones basadas en la naturaleza para mitigar la fragmentación del corredor ecológico del río Nalón y la mejora del estado de conservación del hábitat de interés comunitario y prioritario, siempre acompañadas de la eliminación de especies invasoras.





Figura 20. Orillas erosivas en la vega de Pravia, donde se observa la vulnerabilidad del material poco cohesivo que conforma las márgenes y la ausencia de bosque de ribera.

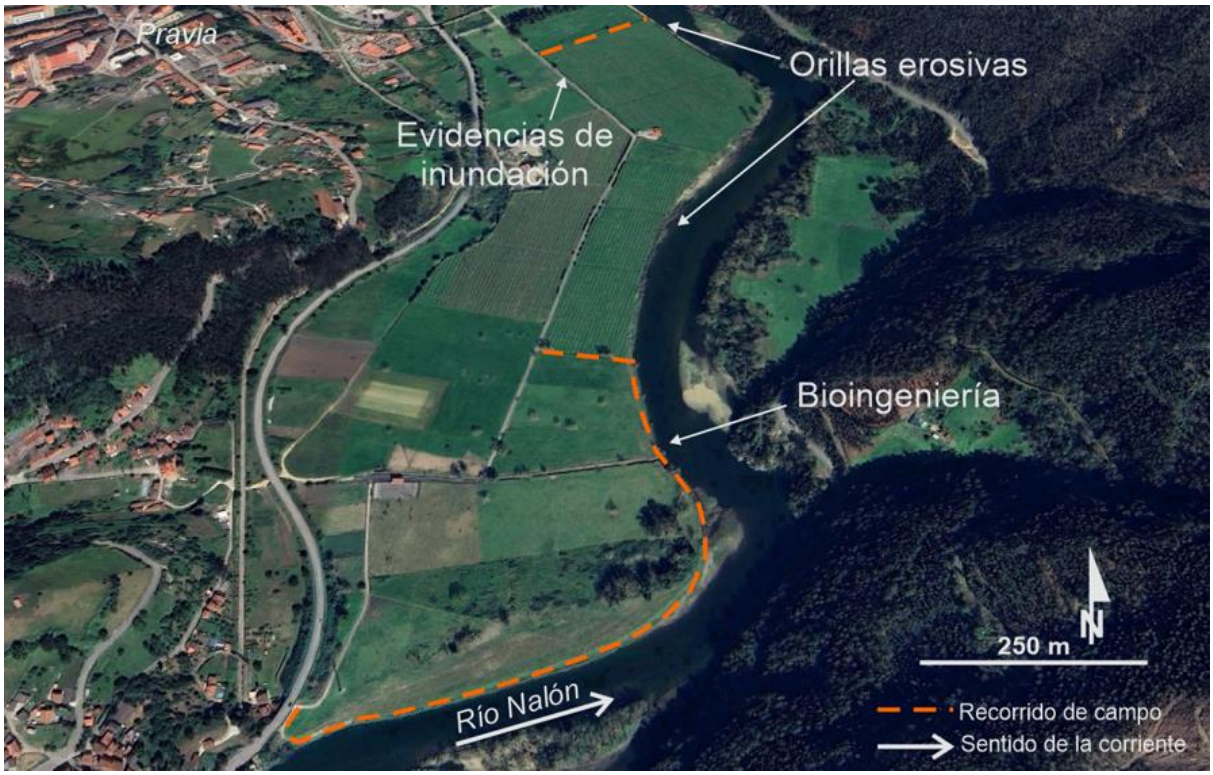


Figura 21. Itinerarios previstos en la vega entre las localidades de Forcinas y Pravia.

Estas actuaciones han sido asesoradas con criterios geomorfológicos. Concretamente, en este tramo se abordaron trabajos de reubicación de sedimento y se aplicaron técnicas de bioingeniería (Figura 22), incluyendo la instalación de deflectores orgánicos (Figura 23) con el objetivo de reducir la presión sobre las márgenes, favorecer una colonización vegetal y aumentar la resistencia frente a la erosión tanto en el tramo de actuación como, de forma indirecta, en los contiguos.



Figura 22. Actuaciones de bioingeniería encaminadas a la estabilización de márgenes y control de la erosión.



Figura 23. Arriba, imagen de los deflectores recién construidos en el año 2023 y, abajo, imagen del año 2025. Se observa un aumento de la vegetación de orilla en la base del talud.

Si bien estas actuaciones no tienen vocación de definitivas, dado el desequilibrio que impera en el Nalón, el aumento de la frecuencia de avenidas y el carácter piloto de muchas de ellas, se persigue que formen parte de un proceso continuo de investigación y seguimiento. Actualmente puede observarse como desde que se ejecutaron las diferentes medidas entre los años 2020 y 2023, se produjo un aumento de la vegetación de ribera a lo largo de las orillas erosivas de la zona.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se ha llevado a cabo en el marco del proyecto financiado por TRAGSA para la Confederación Hidrográfica del Cantábrico dentro del Programa PIMA Adapta (Ministerio de Transición Ecológica y el Reto Demográfico) y basado en trabajos de la Acción COST HiTEc, CA21163, apoyada por COST (Cooperación Europea en Ciencia y Tecnología). En el apartado de sísmica, los trabajos se desarrollan en el marco del Proyecto CANALAB: *Observatorio multiescala de procesos litosféricos y Superficiales en un sistema poli-orogénico y sus impactos sociales: el laboratorio natural Cantábrico* (2021-2026), financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación a través del Plan Estatal i+D+I (Referencia: PID2020-118228RB-C21), y en colaboración con el Grupo de geofísica y tectónica GEOTEC, del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. Asimismo, la contribución del último autor (D. Vázquez) ha estado apoyada por la subvención de la Dirección General del Agua (DGA) del MITERD al IGME-CSIC (20233TE012-Tarquín 2).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C. (1988). *Flood Geomorphology*. John Wiley and Sons, New York.

Baker, V. R., Benito, G., Rudoy, A.N. (1993). Paleohydrology of late Pleistocene superflooding, Altay mountains, Siberia. *Science*, 259 (5093), 348-350.

Beguería, S. (2006). Changes in land cover and shallow landslide activity: a case study in the Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 74 (1-4), 196-206.

Benito, G., Hudson, P.F. (2010). Flood hazards: the context of fluvial geomorphology. En: Alcántara-Ayala, I. y Goudie, A.S. (Eds.), *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention*. Cambridge University Press, 111-128.

Brandt, S.A. (2000). Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena*, 40 (4), 375-401.

Fernández-García, M., Fernández Iglesias, E., Sanna, M., Incera Sañudo, L., Moro-García, V., Cires Rodríguez, E., González Rodríguez, G., Menéndez Duarte, R. (en prensa). Efectos de la incisión fluvial en la vegetación de ribera del tramo bajo del río Nalón (Asturias, NO España). *Actas de la XVII Reunión Nacional de Geomorfología*, Oviedo 2025.

Fernández-Iglesias, E. (2015). *Identificación de la peligrosidad de inundación mediante análisis geomorfológicos (Cornisa Cantábrica)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.

Ferrer-Boix, C., Scorpio, V., Vide, J., Núñez-González, F., Mora, D. (2023). Massive incision and outcropping of bedrock in a former braided river attributed to mining and training. *Geomorphology*, 436, 108774.

Giano, S.I. (2024). Fluvial geomorphology, river management and restoration. *Water*, 16 (3), 432. https://doi.org/10.3390/w16030432

González-Rodríguez, G., Vazquez-Tarrio, D., Fernández-Iglesias, E., Fernández-García, M., Incera, L., Menéndez-Duarte, R., Pulgar, J., González, J.M., Pedreira, D. (2024). Registro sísmico durante un año en el río Nalón (Asturias): caudal, sedimento, viento y actividad antrópica. *Geo-Temas,* 20, 853.

Grabowski, R., Gurnell, A.M., Burgess-Gamble, L., England, J., Holland, D.M., Klaar, M., Wharton, G. (2019). The current state of the use of large wood in river restoration and management. *Water and Environment Journal*, 33 (3), 366-377. https://doi.org/10.1111/wej.12465

Gurnell, A.M., Hill, C.T. (2021). River channel changes through time and across space: using three commonly available information sources to support river understanding and management in a national park. *Earth Surface Processes and Landforms*, 47 (2), 522-539. https://doi.org/10.1002/esp.5267

Ho, L.T.K., Umitsu, M. (2011). Micro-landform classification and flood hazard assessment of the Thu Bon alluvial plain, central Vietnam via an integrated method utilizing remotely sensed data. *Applied Geography*, 31, 1082-1093.

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.

Jones, A.F., Brewer, P.A., Johnstone, E., Macklin, M.G. (2007). High resolution interpretative geomorphological mapping of river valley environments using airborne LiDAR data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32 (10), 1574-1592.

Lastra, J., Fernández-Iglesias, E., Díez-Herrero, A., Marquínez, J. (2008). Flood hazard delineation combining geomorphological and hydrological methods: an example in the Northern Iberian Peninsula*. Natural Hazards*, 45, 277-293.

Le Breton, M., Liébault, F., Baillet, L., Charléty, A., Larose, E., Tedjini, S. (2022) Dense and long-term monitoring of earth surface processes with passive RFID — a review. *Earth-Science Reviews*, 234, 104225.

Magliulo, P., Bozzi, F., Leone, G., Fiorillo, F., Leone, N., Russo, F., Valente, A. (2021). Channel adjustments over 140 years in response to extreme floods and land-use change, Tammaro River, southern Italy. *Geomorphology*, 383, 107715.

MAGRAMA (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., Pennetta, L. (2020). Channel changes and controlling factors over the past 150 years in the basento river (southern Italy). *Water*, 12 (1), 307.

Olinde, L., Johnson, J.P.L. (2015). Using RFID and accelerometer-embedded tracers to measure probabilities of bed load transport, step lengths, and rest times in a mountain stream. *Water Resources Research*, 51, 7572-7589.

Pérez, C., García, E. (2025). Caso práctico 56. LIFE Territorio Visón. En: Mola, I. (Ed.), *Restauración Ecológica: ejemplos de bases técnicas y soluciones prácticas*. Madrid, Fundación Biodiversidad del Ministerio para la Transición Ecológica y Reto Demográfico, 635 pp.

Papangelakis, E., Hassan, M.A., Luzi, D., Burge, L.M., Peirce, S. (2023). Measuring geomorphology in river assessment procedures 2: recommendations for supporting river management goals. JAWRA *Journal of the American Water Resources Association*, 59 (6), 1360-1382. https://doi.org/10.1111/1752-1688.13145

Richardson, K., Benson, I., Carling, P.A. (2003). An instrument to record sediment movement in bedrock channels. En: J. Bogen, T. Fergus, D.E. Walling (Eds.), *Erosion and sediment transport measurement in rivers: Technological and methodological advances*. Wallingford, UK: IAHS Publication International Association of Hydrological Sciences, vol. 283, 228-235.

Riverchanges (2016-2019). *Cambios recientes en los sistemas fluviales cantábricos: análisis, causalidad y evaluación prospectiva*. Marquínez, J. (I.P) CGL2015-68824-R, I+D+i Retos 2015, MINECO-FEDER.

Roth, D.L., Finnegan, N.J., Brodsky, E.E., Cook, K., Stark, C.P. Wang, H. (2014). Migration of a coarse fluvial sediment pulse detected by hysteresis in bedload generated seismic waves. *Earth and Planetary Science Letters*, 404, 144-153. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.019

Santos, P.P., Tavares, A.O., Andrade, I.A.S.S. (2011). Comparing historical-hydrogeomorphological reconstitution and hydrological-hydraulic modelling in the estimation of flood-prone areas-a case study in Central Portugal, *Natural Hazards and Earth System Sciences*,11, 1669-1681.

Schumm, S.A., Harvey, M.D., Watson, C.C. (1984). *Incised Channel: morphology, dynamics and control.* Water Resources Publications, Littleton, Colorado, 200 pp.

Simon, A. (1989). A model of channels response in disturbed alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 11-26.

Scorpio, V., Aucelli, P.P.C., Giano, S.I., Pisano, L., Robustelli, G., Rosskopf, C.M. (2015). River channel adjustments in southern Italy over the past 150 years and implications for channel recovery. *Geomorphology*, 251, 77-90.

Smith, N. D., Morozova, G.S., Pérez-Arlucea, M., Gibling, M.R. (2016). Dam-induced and natural channel changes in the Saskatchewan River below the E.B. Campbell Dam, Canada. *Geomorphology*, 269, 186-202. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.06.041

Smith, V., Mohrig, D. (2017). Geomorphic signature of a dammed sandy river: the lower Trinity River downstream of Livingston dam in Texas, USA. *Geomorphology*, 297, 122-136. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.09.015

Surian, N., Rinaldi, M. (2003). Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, 50, 307-326.

Thompson, C.J., Croke, J., Fryirs, K., Grove, J.R. (2016). A channel evolution model for subtropical macrochannel systems. *Catena*, 139, 199-213.

Vázquez-Tarrío, D. (2013). *Transporte de sedimento como carga de fondo en la cuenca del río Narcea (vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica).* Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.

Vázquez-Tarrío, D., Menéndez-Duarte, R. (2014). Bedload transport rates for coarse-bed streams in an atlantic region (Narcea River, NW Iberian Peninsula). *Geomorphology*, 217, 1-14.

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.

Wyżga, B., Zawiejska, J., Radecki-Pawlik, A. (2016). Impact of channel incision on the hydraulics of flood flows: examples from polish carpathian rivers. *Geomorphology*, 272, 10-20.

Zhang, S., Liu, Y., Wang, T. (2014). How land use change contributes to reducing soil erosion in the Jialing River Basin, China. *Agricultural water management*, 133, 65-73.