

# Rasgos geomorfológicos y régimen térmico del Macizo de Peña Ubiña (Montañas Cantábricas)

## Geomorphology and thermal regime of Peña Ubiña Massif (Cantabrian Mountains)

DAVID GALLINAR CAÑEDO<sup>1</sup>  0000-0002-3643-2660

<sup>1</sup> Departamento de Geografía (Universidad de Oviedo). Asturias, España.

### Resumen

El Macizo de Peña Ubiña es uno de los cordales de mayor altitud del Macizo Asturiano (El Fontán sur, 2417 metros s.n.m.). Debido a su orografía verticalizada, retiene la humedad transportada por los vientos, provocando abundantes nieblas y precipitaciones que sobrepasan los 2000 mm en sus cumbres, muchas de las cuales son en forma de nieve. Se han identificado formas y procesos kársticos, fluvio-torranciales, glaciares, periglaciares y gravitacionales (relictos en unos casos y activos en otros). La acción del karst propició el desarrollo de formas de erosión como dolinas, dolinas de recubrimiento, simas y pozos nivokársticos, así como una gran diversidad de lapiaces estructurales, cubiertos y libres. El modelado glaciar, por su parte, generó formas erosivas como artesas glaciares, rocas aborregadas y cubetas glaciokársticas (estas últimas de génesis mixta, kárstica y glaciar); así como de acumulación en forma de morrenas glaciares, que permitieron identificar tres fases glaciares principales (Fase de Máxima Expansión del Hielo o MEH; Fase Interna I y II y Fase de Altitud I y II), y 20 aparatos glaciares durante la MEH, los cuales ocuparon una extensión de 5004 hectáreas. Por su parte, el régimen térmico actual se caracteriza por la abundancia de heladas, pero con un reducido número de ciclos de hielo-deshielo en el suelo. Estas condiciones favorecen el desarrollo de la crioturbación, la crioclastia, la solifluxión, los movimientos en masa rápidos y la abundancia de nieve, que tiende a permanecer entre 6-8 meses por encima de 1800 metros s.n.m.

#### Fechas • Dates

Recibido: 2023.02.05  
Aceptado: 2023.05.19  
Publicado: 2023.06.29

#### Autor/a para correspondencia Corresponding Author

David Gallinar Cañedo  
[gallinardavid@uniovi.es](mailto:gallinardavid@uniovi.es)

Palabras clave: Macizo de Peña Ubiña, Cordillera Cantábrica, formas glaciares y periglaciares, nivación, karst, régimen térmico.

## Abstract

Peña Ubiña Massif is one of the highest mountain areas in the Cantabrian Mountains (El Fontán sur, 2417 meters a.s.l.). Due to its vertical orography, it retains the moisture carried by the winds, causing abundant fog and rainfall that exceeds 2000 mm on its summits, many of which are in the form of snow. Karstic, fluviotorrential, glacial, periglacial and gravitational processes and landforms have been identified (relict in some cases and active in others). The action of the karst led to the development of erosive landforms such as dolines, nivokarstic sinkholes, chasms and a great diversity of karren. On the other hand, Peña Ubiña Massif presents a well-developed glacial landscape composed by erosive landforms such as glacial troughs, roches moutonnées and glaciokarst depressions (the latter of mixed genesis, karstic first and glacial later); as well as accumulation landforms, especially several generations of lateral, frontal and basal moraines, which allowed the identification of three main glacial stages (Maximum Ice Expansion Stage or MEH; Internal Stage I and II and Altitude Stage I and II), with 20 glaciers which occupied an extension of 5004 hectares during the MEH Stage. For its part, the present-day thermal regime is characterized by an abundance of frosts, but by a reduced number of freeze-thaw days on the soil. These cold conditions favour the development of cryoturbation, frost shattering, solifluction, rapid mass movements such as debris flows and snow avalanches, and an abundance of snow, which tends to remain between 6-8 months above 1800 meters a.s.l.

Keywords: Peña Ubiña Massif, Cantabrian Mountains, glacial and periglacial landforms, nivation, karst, thermal regime.

## 1. Introducción

Los primeros ensayos de glaciario y periglaciario en las Montañas Cantábricas se remontan a mediados del siglo XIX (Prado, 1852); no obstante, fue a partir de las décadas finales del siglo XX cuando realmente comenzaron a proliferar las investigaciones sobre dichos procesos y formas de modelado (Brosche, 1978; Castañón y Frochoso, 1994, 1998; Frochoso y Castañón, 1998). Sin embargo, dichos esfuerzos se focalizaron principalmente en los Picos de Europa, quedando buena parte del resto de macizos montañosos cantábricos en segundo plano con respecto al número de estudios. Fue necesario esperar hasta la entrada del siglo XXI para asistir a un aumento sustancial en la cantidad de publicaciones. Así, el conocimiento del glaciario cuaternario en el Noroeste de la Península Ibérica ha experimentado un notable avance tras las aportaciones, de Jiménez *et al.*, 2022; Pellitero, 2022; Pérez Alberti, 2022; Santos González *et al.*, 2022B; Redondo Vega *et al.*, 2022; Rodríguez Rodríguez *et al.*, 2022; Ruiz Fernández *et al.*, 2022A, 2022B; Serrano *et al.*, 2022 y Valcárcel y Pérez Alberti, 2022A, 2022B. Por su parte, el estudio del periglaciario y la monitorización de las formas periglaciares también ha experimentado un importante impulso, con los trabajos de Pisabarro *et al.*, 2015, 2017; Gómez Lende *et al.*, 2016; Sanjosé Blasco *et al.*, 2016; Serrano *et al.*, 2016; Ruiz Fernández *et al.*, 2017, 2019 y Gómez Lende y Serrano, 2021.

No obstante, todavía existen numerosas lagunas en el conocimiento geomorfológico de estas montañas, y otros macizos montañosos, siendo necesario desarrollar y actualizar la información existente sobre ellos, como es el caso del Macizo de Peña Ubiña, del que existen trabajos sobre glaciario desde mediados del siglo XX (Stickel, 1929; Corugedo, 1932; Nussbaum y Gygax, 1952). En estos casos se trató de obras descriptivas que abarcaban espacios más amplios que el propio Macizo de Peña Ubiña. Fue Castañón (1983, 1984), el primero en hacer estudios específicos sobre glaciario, periglaciario y nivación en el Macizo de Peña Ubiña, mientras que

el endokarst ha sido estudiado por grupos espeleológicos (Rodríguez Pevida *et al.*, 1982; Puch, 1998; Puerta Elorza, 2000; Ballesteros, 2008; Grupu Espeleolóxicu Polifemo, 2010; Interclub Ubiña del Colectivu Asturianu d'Espeleólogos, 2013). Los trabajos más recientes han profundizado en el conocimiento del macizo y zonas próximas (García de Celis y Martínez Fernández, 2002; Gallinar *et al.*, 2014; González Gutiérrez *et al.*, 2017; Oliva *et al.*, 2018; Alonso, 2019; González Díaz *et al.*, 2021; Ruiz Fernández *et al.*, 2022B; Santos González *et al.*, 2022B), así como en las formas periglaciares relictas y funcionales de sectores de mayor altitud (Gallinar *et al.*, 2021, 2022A, 2022B; Peña Pérez, 2021).

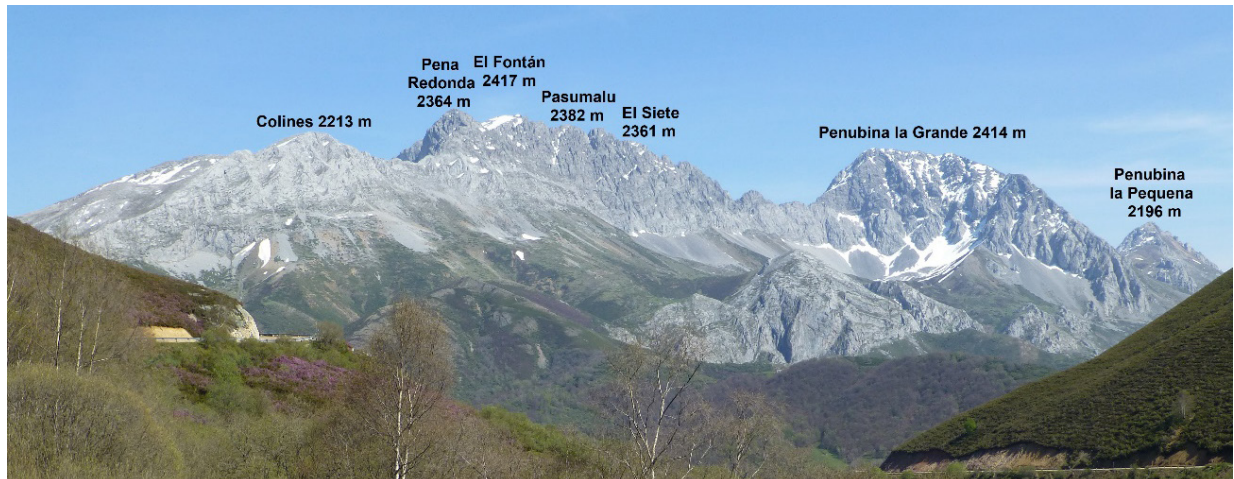
En consecuencia, el objetivo principal del presente trabajo consiste en aportar un estudio geomorfológico detallado del Macizo de Peña Ubiña y específicamente: 1) reconstruir los diferentes aparatos glaciares desarrollados en Peña Ubiña desde la Máxima Extensión del Hielo (MEH) dentro de la Última Glaciación y sus subsiguientes fases de avance y retroceso, resaltando su extensión, paleoELAs (Línea de Equilibrio Glaciar) y características; 2) investigar los procesos y formas de origen periglaciar, tanto relictos como activos; 3) estudiar el régimen térmico del aire y el suelo en un rango altitudinal comprendido entre 1800 y 2400 metros s.n.m.

## 2. Área de estudio

El Macizo de Peña Ubiña (figura 1) es, por altitud y desarrollo, uno de los conjuntos montañosos de mayor entidad de las Montañas Cantábricas, con cimas que superan los 2400 metros de altitud (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.), alcanzándose ~400 metros por encima de las sierras y macizos circundantes (Lueje, 1958; Delgado, 1971-1989; Flor, 1992). Estas peñas están labradas esencialmente sobre calizas y dolomías del Carbonífero (Calizas de Montaña de Barcaliente y Valdeteja; Truyols *et al.*, 1982); mientras que los valles adyacentes están esculpidos principalmente a partir de materiales silíceos, como las pizarras silúricas, las cuarzoarenitas ordovícicas y los conglomerados estefanienses, entre las que destaca la Formación San Emiliano (Truyols *et al.*, 1982; Aller, 1984; Alonso *et al.*, 2007). Dicho roquedo se organiza en una serie de escamas cabalgantes con apretados pliegues sinclinales y anticlinales, que dan lugar a un relieve enhiesto, con afilados cordales y paredes muy verticalizadas de hasta 700 metros de desnivel, fruto de una dilatada historia geológica que abarca desde el Paleozoico hasta la actualidad con varias orogenias tectónicas, siendo la última, la alpina, que formó el relieve estructural, siendo un macizo fallado levantado (García de Celis, 1997). Este espacio forma parte de los Parques Naturales de Las Ubiñas-La Mesa (Asturias) y Babia y Luna (León) (Gallinar *et al.*, 2019).

Por su cercanía a la costa (a ~60 kilómetros del mar Cantábrico) y su carácter de barrera orográfica, interceptando las masas de aire húmedas procedentes del Océano Atlántico, Peña Ubiña recibe importantes precipitaciones, sensiblemente superiores en su vertiente asturiana, que sobrepasan los 2000 mm en los sectores más elevados, las cuales caen en gran medida en forma de nieve. Asimismo, las temperaturas en la alta montaña son frías, con medias anuales inferiores a 5 °C a partir de 1600 metros s.n.m. y en torno a 1 °C a 2400 metros s.n.m (Muñoz Jiménez, 1982; Gómez Villar, 2006; Ortega Villazán y Morales Rodríguez, 2015).

Figura 1. Vista del Macizo Peña Ubiña desde la vertiente leonesa



Fuente: elaboración propia (22 de abril de 2017).

### 3. Metodología

El estudio de los procesos y formas de relieve del Macizo de Peña Ubiña, tanto relictas como activas, se ha abordado a partir del trabajo de campo desarrollado entre los años 2012 y 2021 en el que, además de la observación directa y la recopilación de información geomorfológica, se utilizaron las siguientes técnicas.

- I. Obtención de datos geocronológicos para la evolución glacial del macizo, datándose mediante radiocarbono cuatro muestras con contenido orgánico procedentes de un paleolago a 1790 metros s.n.m. en La Becerrera. Para ello se tomó un testigo sedimentario de 218,5 centímetros de longitud. Las edades  $^{14}\text{C}$  obtenidas fueron calibradas con el programa CALIB 7.0 y la curva IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013).
- II. Cálculo de las paleoELAs para las distintas fases glaciares identificadas en Peña Ubiña a partir del método THAR (que relaciona la altitud de las cabeceras y del frente glacial). En este caso se utilizó una hoja de Excel especialmente diseñada, aplicando una ratio de 0,4.
- III. Medición de los movimientos solifluidales en las laderas mediante el uso de estacas de madera clavadas sobre 12 lóbulos de solifluxión y bloques aradores, así como alrededor de sus bordes. Se calculó la diferencia de movimiento anual (desplazamiento horizontal y/o vertical entre cada estaca) entre estas formas y las vertientes sobre las que se deslizan. Se establecieron tres estaciones de muestreo a 2351-2348, 2050-2029 y 1834-1830 metros s.n.m., con la colocación de respectivos termorregistradores a -10 y -50 centímetros en uno de los lóbulos, con el fin de relacionar el desplazamiento con el régimen térmico anual y la humedad del suelo, así como con la evolución del manto nival y la presencia de hielo estacional.
- IV. Análisis sedimentológico y morfométrico de las pedreras mediante el recuento granulométrico de 100 clastos, midiendo el eje mayor, a lo largo de tres estaciones (área proximal, media y distal) en cada una de las ocho lleras y conos de derrubios seleccionados. Esta información se amplió con la medición de la inclinación y la descripción de la litología, la morfología, el grado de recubrimiento vegetal y los procesos geomorfológicos identificados. Todo ello se completó con el levantamiento de perfiles geomorfológicos y el cálculo de parámetros estadísticos en relación con las variables citadas, como el tamaño medio y el porcentaje de la litología de cada clasto.

- V. Monitorización de las temperaturas del aire y del suelo a diferentes profundidades y altitudes, así como el espesor del manto nival y la humedad del suelo, mediante el uso de termógrafos del tipo ibutton (Thermochron Datalogger -40 a 85 °C e Hygrochron Temp/RH Logger). Instalación de un mástil de 1,5 metros de longitud en la ladera septentrional de El Fontán (2380 metros s.n.m.), para medir la temperatura del aire y la evolución anual del manto nival, junto a un sondeo en el suelo de 70 centímetros de profundidad para monitorizar la evolución térmica del suelo, con sensores a -5, -10, -20, -40 y -70 centímetros. Además, se instalaron en el circo glaciar de Cuapalacio y su prolongación hacia El Puerto Güeria sensores de temperatura a -5 centímetros dentro del suelo y a cotas altimétricas de 1830, 2050, 2200 y 2350 metros s.n.m., siguiendo un transecto vertical en el circo glaciar de Cuapalacio y su prolongación hacia El Puerto Güeria. Los sensores de 1830, 2050 y 2350 metros s.n.m. también midieron humedad.
- VI. Realización de la cartografía geomorfológica del Macizo de Peña Ubiña (figuras 2 y 7), confeccionada a partir de las minutas realizadas directamente en el campo y complementadas mediante fotointerpretación de pares estereoscópicos (vuelo de 2003 del Principado de Asturias). La base topográfica digital del mapa se creó a partir de las hojas del MTN a escala 1:25000 de «Bárzana», «Torrebarrio» y «Sena de Luna» (hojas N° 77-II, 77-IV y 102-II, respectivamente). La salida final de la cartografía geomorfológica se realizó mediante el programa Corel Draw en su versión Graphics Suite 2021. Los símbolos geomorfológicos utilizados se basaron en el RCP 77 del CNRS francés.
- VII. Consulta de fuentes bibliográfica históricas para completar y ampliar el trabajo de campo (el Catastro del Marqués de la Ensenada, el Archivo Fotográfico de José Ramón Lueje y el Archivo de Piñera).

## 4. Resultados y discusión

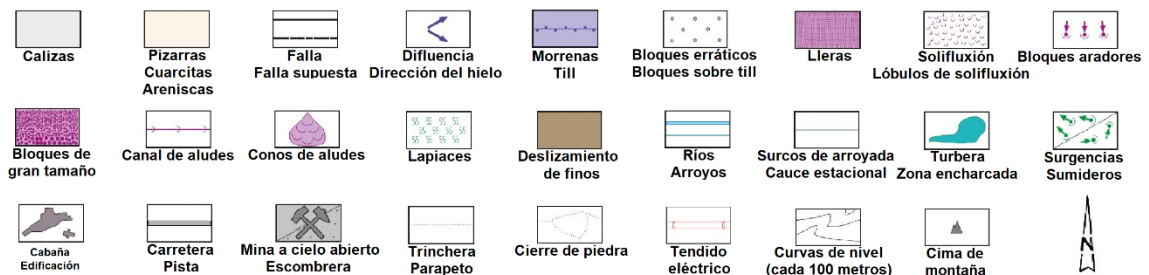
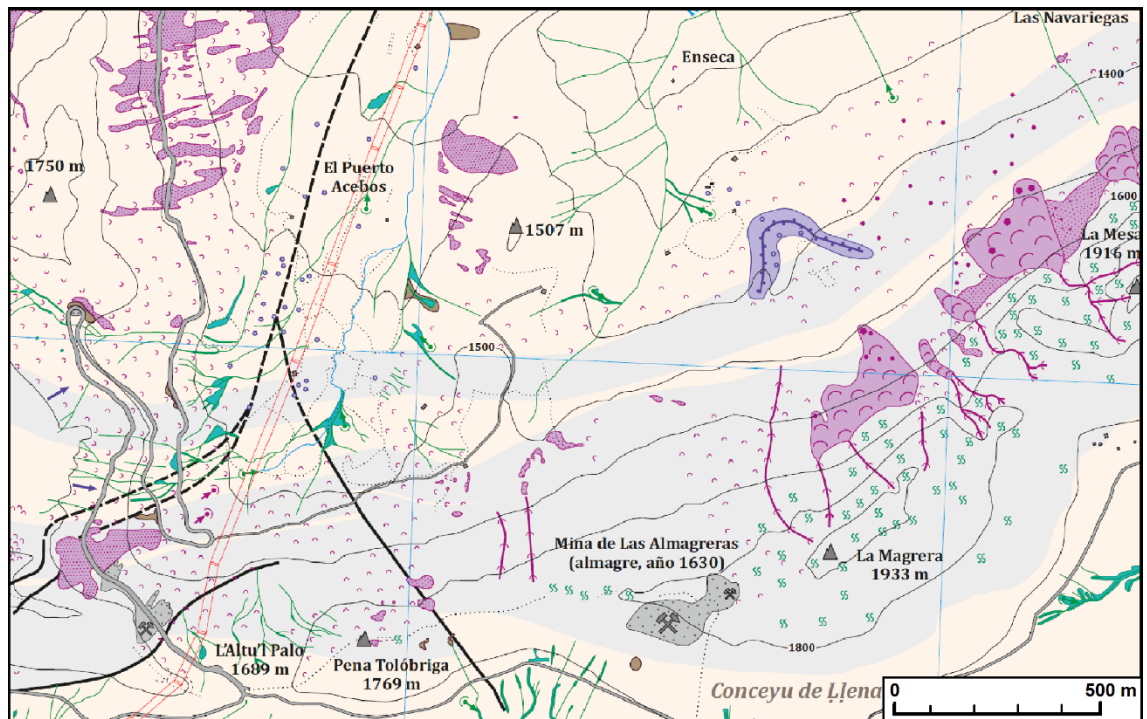
El relieve actual de Peña Ubiña es consecuencia de la interacción de diversos sistemas morfogenéticos sobre un armazón estructural labrado en rocas carbonatadas y detríticas esencialmente paleozoicas afectadas por las orogenias Varisca y Alpina (Truyols *et al.*, 1982). Entre las geoformas existentes en Peña Ubiña destacan las debidas a la disolución kárstica, las fluviotorrenciales, las glaciares y periglaciares cuaternarias, así como las derivadas de la dinámica de vertientes y el retoque nival.

### 4.1. Las formas de modelado kárstico

En Peña Ubiña, la karstificación ha interferido con otros procesos y formas del relieve, en especial con la dinámica glaciar cuaternaria. El relieve kárstico preglaciar condicionó el flujo de las masas de hielo y, a su vez, fue modificado por la abrasión y sobreexcavación glaciar. De hecho, apenas se conservan morfologías kársticas previas, en parte porque apenas hay calizas por debajo de las áreas que estuvieron glaciadas. Del mismo modo, la karstificación ha hecho desaparecer las morfologías glaciares de detalle. Las cubetas glaciokársticas, única forma exokárstica mayor presente, generalmente por encima de 1700 metros s.n.m., son un buen ejemplo de dicha interacción (kárstica primero, ensanchadas y profundizadas por los glaciares después, y retocadas nuevamente por la karstificación tras la retirada del hielo) (Miotke, 1968). Además, han experimentado rellenos sedimentarios de origen glaciar en las partes medias y bajas, así como periglaciares y glaciares en las zonas de mayor altitud.

Figura 2. Mapa geomorfológico de un sector del Macizo de Peña Ubiña entre el Cordal de La Mesa y

## L'Altu'l Palo



Fuente: elaboración propia.

Estas macroformas se acompañan de otras menores como las dolinas y uvalas, recubiertas con derrubios y arcillas de descalcificación, dolinas de recubrimiento con depósitos de origen glaciar, periglacial, torrencial y lacustre, simas y pozos nivokársticos por encima de 1600 metros s.n.m., y bogaces, dentro de los circos glaciares. Asimismo, proliferan las microformas exokársticas, como los lapiaces libres (figura 3) y estructurales, aprovechando estos las juntas de estratificación de los afloramientos calcáreos (Formación Barcaliente), siendo escasos los lapiaces cubiertos.

A su vez, el endokarst y los flujos subterráneos también se vieron afectados por la dinámica glaciar cuaternaria, ya que el drenaje, previamente difuso, se concentró en algunas cavidades (figura 3), volviendo a ser difuso tras la retirada de los hielos. La potencia que alcanzan las calizas en Peña Ubiña, junto con el notable desnivel, han propiciado el desarrollo de más de un centenar de sistemas endokársticos con una marcada componente vertical, llegando a superar en cuatro casos (explorados) los 1000 metros de galerías (Pozu'l Trabe Rolamuella, Pozu Cuapalacio, Cueva la Paré los Cinllos y La Cueva'l Melluque), aunque sin alcanzar el tamaño observado en otros conjuntos montañosos, como los Picos de Europa (Ruiz Fernández y Poblete, 2012).

Por otra parte, el karst de Peña Ubiña ha evolucionado a través de una sucesión de tres etapas. 1) Una primera etapa anterior al desarrollo del glacialismo cuaternario, 2) una segunda etapa de

karst durante la fase glaciaria, y 3) una tercera postglaciaria, más cálida que la precedente y caracterizada por la influencia nival, que se ha venido desarrollando durante el Holoceno. En otros sectores de la montaña cantábrica se ha identificado una evolución kárstica similar, como es el caso de los Picos de Europa (Ruiz Fernández y Serrano, 2011; Ruiz Fernández *et al.*, 2019).

Figura 3. La Cueva'l Melluque en una pared calcárea con lapiaces (*rillenkarren*)



Fuente: elaboración propia.

En la actualidad, el importante desarrollo altitudinal y el régimen climático, con elevadas precipitaciones en forma de nieve, temperaturas más bajas y pervivencia de neveros durante los meses estivales en los sectores más altos, favorecen el desarrollo del karst nival (Nicod, 1972). Además, la incidencia de la disolución kárstica y las morfologías resultantes varían en función de la altitud, pudiendo diferenciarse hasta tres sectores kársticos dentro del Macizo de Peña Ubiña: 1) la franja kárstica inferior, por debajo de 1700 metros s.n.m., con mayor desarrollo edáfico y vegetal, y limitada influencia nival; 2) el área de desierto kárstico, circunscrito a la plataforma del Güertu'l Dieblu, actualmente sin desarrollo edáfico significativo ni vegetación, y dominado casi exclusivamente por los procesos kársticos; y 3) una franja de karst nival, a partir de 1700 metros s.n.m. Esta zonificación vertical de los procesos kársticos es similar a otros macizos próximos calcáreos, como los Picos de Europa (Ruiz Fernández *et al.*, 2019). Para profundizar más en el conocimiento del relieve kárstico del Macizo de Peña Ubiña, se recomienda consultar el trabajo de Gallinar *et al.* (2021).

## 4.2. Las formas de modelado fluvial y torrencial

En cuanto a la actividad fluvial y torrencial, Peña Ubiña es fuente de cinco cabeceras hídricas (ríos Ricao, Ljindes, Güerna, Pinos y Orugu), las cuales tienen un régimen nivo-pluvial. Entre las formas erosivas caben destacar los desfiladeros, como La Foiz Grande y La Foiz Pequeña y algunos valles encajados, como el del Güerna. También están presentes geofomas de menor escala como surcos de arroyada y cárcavas (afectando intensamente a los materiales morrénicos y a las litologías deleznable), mientras que las marmitas de gigante, aunque presentes, son escasas. Respecto a las formas de acumulación, cabe mencionar los conos fluviotorrenciales generalmente activos, comunes sobre sustratos deleznable, y también terrazas fluvio-glaciares (Truyols *et al.*, 1982; García de Celis y Martínez Fernández, 2002), circunscritas al sector de los Invernales de Cuespasante.

## 4.3. El glaciario en el Macizo de Peña Ubiña

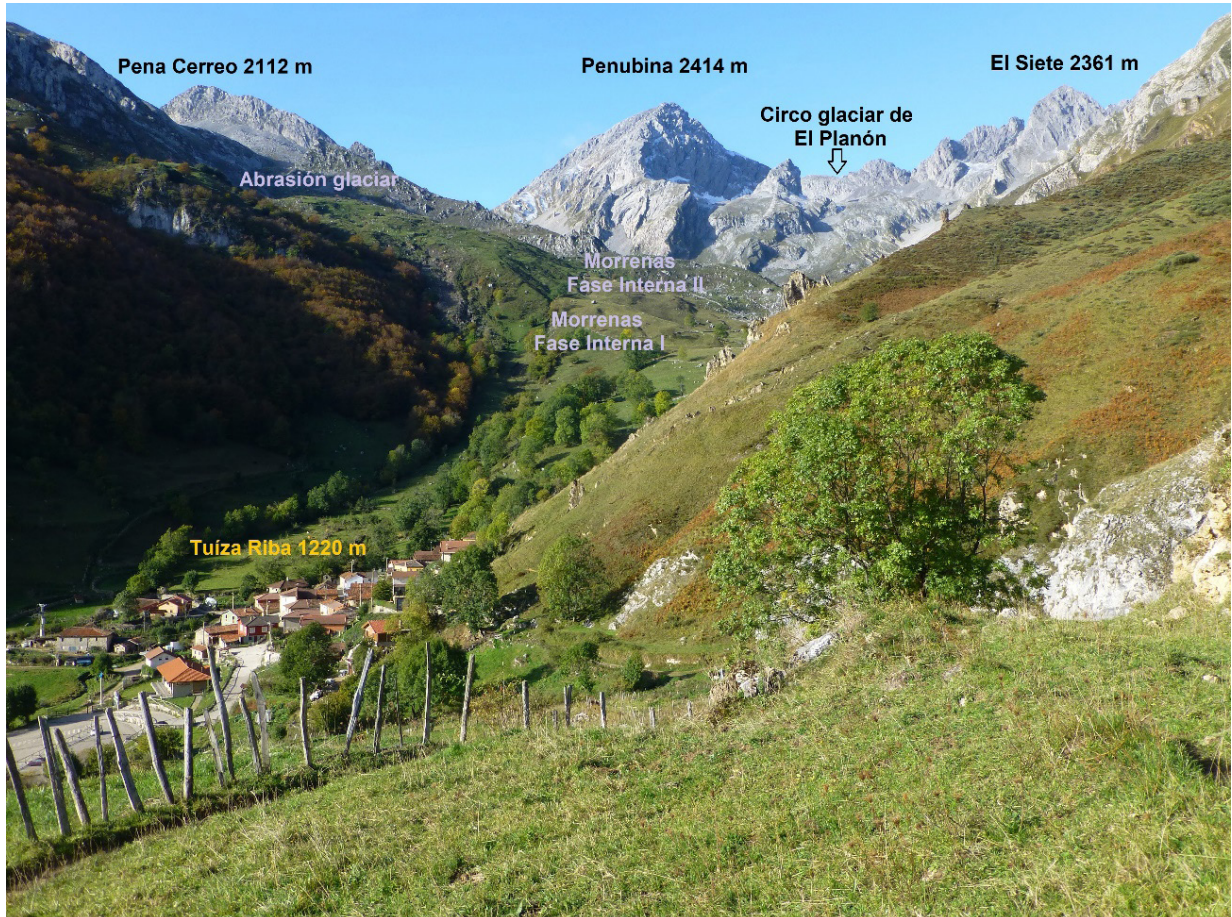
Las huellas heredadas de la Última Glaciación del Pleistoceno, tanto erosivas (circos, umbrales, artesas, rocas aborregadas, estrías y acanaladuras) como sedimentarias (complejos morrénicos integrados por cordones, arcos y mantos que se suceden a diferentes altitudes; bloques erráticos y rellanos de obturación) (figura 4) (Castañón, 1983), permiten reconstruir tres grandes fases glaciares en la evolución de este macizo, dos de ellas con dos subfases asociadas: 1) MEH, 2) Fase Interna (I y II), y 3) Fase de Altitud (I y II). Esta misma secuencia glacial ha sido constatada en otros sectores de las Montañas Cantábricas (Frochoso y Castañón, 1998; Ruiz Fernández *et al.*, 2022B; Santos González *et al.*, 2022B).

Durante la Fase de MEH, los glaciares alcanzaron su máxima extensión y volumen dentro del ámbito estudiado, adquiriendo hasta 8 kilómetros de longitud y más de 150 metros de potencia en las lenguas principales, con frentes situados a altitudes que varían entre 980 y 1540 metros s.n.m. en función de las características topoclimáticas de cada glaciar. La paleoELA media de todo el macizo fue de 1592 metros s.n.m. La superficie total ocupada por los glaciares en esta fase fue de 5004 hectáreas, (39,7 % del área de estudio). Se generaron 20 glaciares principales que dieron lugar a lenguas simples, como en Socellares, lenguas complejas, como las de Tuíza, La Foiz Grande y La Foiz Pequeña, e incluso un casquete glacial de montaña en el caso de Cerreo. No obstante, se dio una disimetría entre las vertientes asturiana y leonesa, pues hacia el Norte y el Nordeste los glaciares se expandieron más y alcanzaron cotas inferiores, mientras que, hacia el Sur, únicamente los glaciares de Babia, El Robezu y Retuertu alcanzaron una extensión comparable. En este sentido, la estructura geológica ha tenido un papel destacado en la disimetría, con la vertiente babiana, más verticalizada, que condicionó la formación de circos de fondo ~200 metros más bajos que en el caso de la parte asturiana; este factor supuso, asimismo, un menor desarrollo de las lenguas situadas en el sector leonés (con el frente más bajo a 1270 metros s.n.m.) con respecto a la asturiana (frentes en torno a 1000-1200 metros s.n.m.). Además, los glaciares asturianos del macizo contaron con valles de topografía más tendida, que favoreció la formación de lenguas de mayor desarrollo longitudinal. A su vez, todo ello explica el ascenso de las paleo-ELAs de los glaciares leoneses de Peña Ubiña con respecto a los desarrollados en el flanco Norte y Nordeste del macizo (1659 metros s.n.m. de media frente a 1557 metros, respectivamente). No se han efectuado dataciones absolutas de la Fase de MEH dentro del Último Ciclo Glacial en Peña Ubiña, aunque dicha fase ha sido datada por otros autores (Jiménez y Farias, 2002; Moreno *et al.*, 2010; Serrano *et al.*, 2012, 2013; Jiménez *et al.*, 2013; Pellitero, 2013; Rodríguez Rodríguez *et al.*, 2015, 2017; Ruiz Fernández *et al.*, 2016; Ruiz Fernández y García Hernández, 2018) en otros macizos cantábricos entre 45-36 ka (Marine Isotope Stage 3; MIS 3), precediendo cronológicamente al Último Máximo Glacial Global (UMGG). No obstante, hay estudios con cronologías de fases glaciares más antiguas, en un rango de 78-65 ka (MIS 5a - MIS 4). Son los casos del Valle del Ason (Frochoso *et al.*, 2013), en torno a 110 ka (entre MIS 5e y MIS 5d) y del Valle del Porma,



y de 170-150 ka (MIS 6) para las huellas más antiguas de dicho ámbito (Rodríguez Rodríguez *et al.*, 2016, 2018).

Figura 4. Valle glaciar de Tuíza. En primer término, la localidad de Tuíza Riba, valle arriba se observan una sucesión de morrenas y al fondo el circo glaciar de El Planón, la principal fuente de este antiguo glaciar



Fuente: elaboración propia.

La Fase Interna depositó extensos complejos morrénicos en las lenguas de mayor desarrollo, como las de Retuerto, Babia, Tuíza, La Foiz Grande, La Foiz Pequeña y Socellares. Las relaciones morfoestratigráficas entre dichos complejos permiten diferenciar dos subfases internas de avance y estabilización glaciar. Una primera donde los 19 glaciares aún poseían dimensiones y volúmenes algo inferiores a los existentes durante la MEH, con rangos altitudinales de los frentes entre 1250 y 1780 metros s.n.m., una superficie glaciada de 3742 hectáreas, y paleoELAs medias a 1746 metros s.n.m. en la vertiente leonesa y de 1698 metros s.n.m. en la asturiana (1716 metros s.n.m. para toda la zona de estudio). La segunda subfase (16 glaciares) se encuentra retranqueada, con la altitud de los frentes comprendida entre 1460 y 1840 metros s.n.m., y una superficie total ocupada de 2100 hectáreas. En este caso las paleoELAs medias fueron de 1931 metros s.n.m. en el área babiana, y de 1827 metros s.n.m. en los sectores asturianos (1859 metros s.n.m. para el conjunto del macizo). La mayor lengua de esta subfase fue la de La Foiz Grande, con 3,5 kilómetros de longitud. Tampoco se han obtenido cronologías absolutas de la Fase Interna, establecida entre 23-19 ka (MIS 2) en otros sectores de las Montañas Cantábricas (Serrano *et al.*, 2012, 2013; Jiménez *et*

*al.*, 2013; Pellitero, 2013; Rodríguez Rodríguez *et al.*, 2015, 2016, 2017, 2018; Ruiz Fernández *et al.*, 2016), coincidiendo con el UMGG.

En la Fase de Altitud solo se generaron glaciares en los circos de mayor desarrollo y orientaciones y/o altitudes más favorables (el Güertu'l Dieblu, Rolamueta, el Siega l'Abá, El Preu l'Albu, Colines, El Fuexu Llungu, Cuapalacio, El Planón, La Becerrera y Penubina-Llanos d'El Fontán). También se identifican dos subfases con complejos glaciares, separados una centena de metros entre ellos, con diferente volumen, extensión y posición dentro de los circos. La altitud de los frentes oscila entre 1750 y 1910 metros s.n.m. para la subfase I, y los 1980 y 2050 metros s.n.m. para la subfase II. La superficie glaciada total fue de 328 y de 104 hectáreas, y las paleoELAs oscilaron entre 2024 y 2147 metros s.n.m., respectivamente. La primera de las subfases, muy pulsadora y de aspecto mucho más fresco que las de las fases previas desarrolló ocho glaciares de circo y dos de lengua incipiente (Cuapalacio y El Fuexu Llungu, con 1,5 y 1,1 kilómetros de longitud respectivamente). De la segunda subfase únicamente hay restos sedimentarios en cuatro circos, con complejos morrénicos muy pulsadores, de aspecto superficial fresco (sin recubrimiento vegetal ni edáfico). Las dataciones de  $^{14}\text{C}$  efectuadas en el testigo sedimentario extraído mediante una sonda Eijkelkamp en un paleolago situado en La Becerrera (vertiente babiana) a 1790 metros s.n.m., han dado una edad mínima para la Fase de Altitud de  $6223 \pm 56$  años cal BP (figura 5, tabla 1), ya que no se pudo profundizar hasta alcanzar la morrena de forma manual. Las cronologías para esta fase de avance glaciar en otros enclaves de las Montañas Cantábricas oscilan entre 12,9-11,7 ka en el caso de los Picos de Europa (González Trueba, 2007; Moreno *et al.*, 2010; Pellitero, 2013; Serrano *et al.*, 2012, 2013; Ruiz Fernández *et al.*, 2016) y entre 17,7 y 14 ka en conjuntos montañosos de menor altitud, como el lago Ausente y la cabecera del valle de Monasteriu (Rodríguez Rodríguez *et al.*, 2017; Santos González *et al.*, 2022B).

Tabla 1. Edades radiocarbónicas procedentes del sondeo efectuado en un paleolago de La Becerrera

CÓDIGO DE LABORATORIO	PROFUNDIDAD (CM)	MATERIAL	EDAD $^{14}\text{C}$	EDAD $^{14}\text{C}$ CAL BP (95,4 %)
CNA5285.1.1	75	Bulk sediment	1660 $\pm$ 30 BP	1573 $\pm$ 54
CNA5284.1.1	135	Bulk sediment	1780 $\pm$ 30 BP	1716 $\pm$ 98
CNA5283.1.1	183	Bulk sediment	2840 $\pm$ 35 BP	2965 $\pm$ 97
CNA5282.1.1	218	Bulk sediment	5360 $\pm$ 40 BP	6223 $\pm$ 56

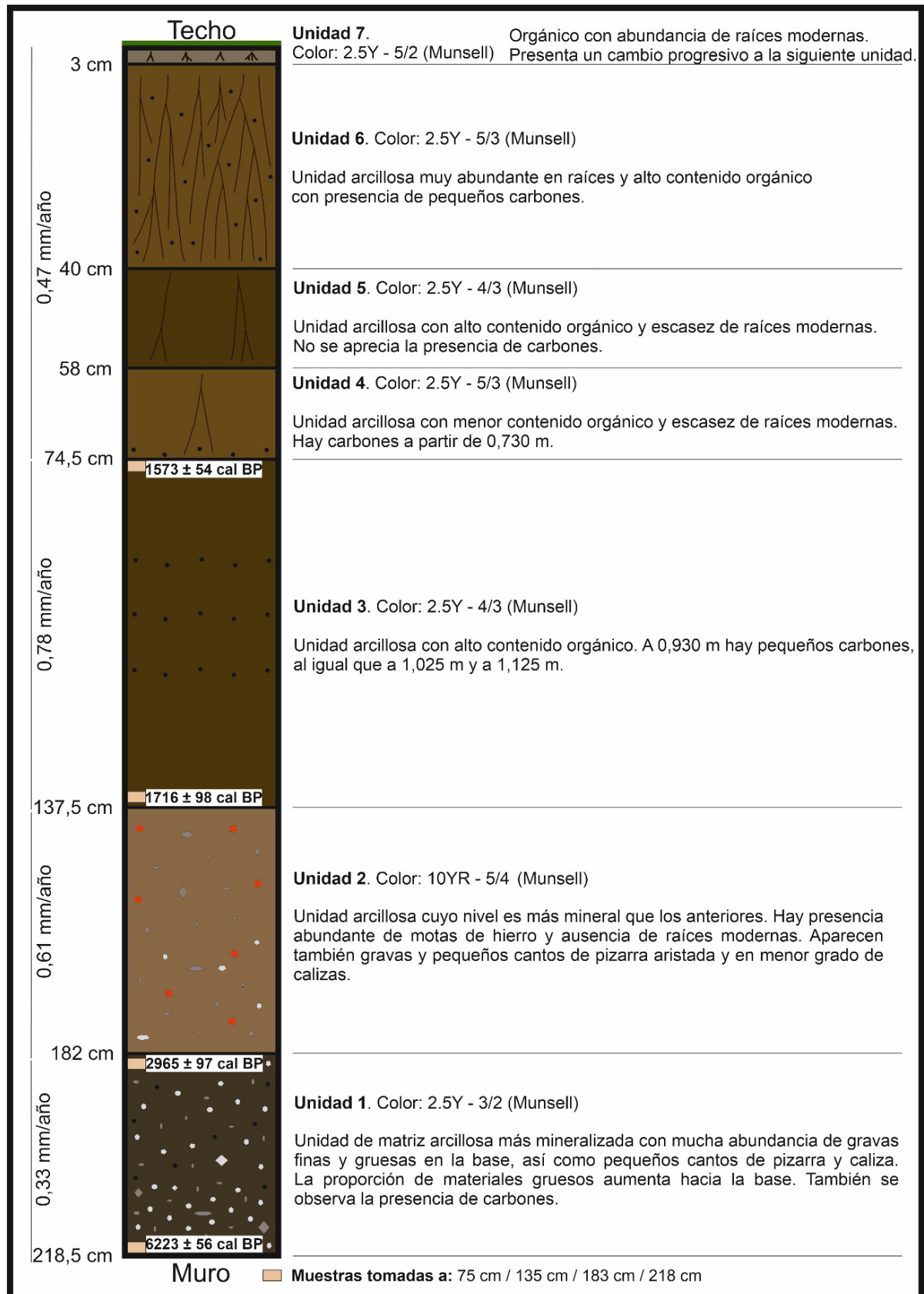
Fuente: elaboración propia.

#### 4.4. Procesos y formas de modelado periglacial y nival

Con la progresiva desaparición de los glaciares, el cinturón periglacial del macizo fue situándose en cotas más altas, quedando actualmente reducido a las partes más elevadas de Peña Ubiña (figura 6), al igual que en otros macizos cantábricos (Jalut *et al.*, 2004, 2010; Santos González *et al.*, 2013, 2022A; Melón Nava *et al.*, 2023). No obstante, la actividad periglacial dejó evidencias de su influencia pasada en sectores de altitud baja e intermedia, como lo atestigua la existencia de conos y taludes de derrubios inactivos y recubiertos por la vegetación, o bien cortes en los que se observan derrubios estratificados relictos.

Actualmente, los sectores culminantes, las crestas y circos glaciares de mayor desarrollo (figura 6), están determinados por condiciones morfoclimáticas rigurosas definidas por temperaturas del aire y del suelo bajas, así como por la abundancia de precipitaciones, en gran medida en forma de nieve (Brosche, 1978; Castañón y Frochoso, 1994).

Figura 5. Interpretación del testigo sedimentario de La Becerrera, integrado por derrubios en la base, seguidos de una secuencia lacustre que evidencia una progresiva terrestrificación hacia el techo.



Fuente: realización propia.

Las nevadas en Peña Ubiña generan un manto nival duradero y continuo en las partes altas del macizo, desde mediados de octubre hasta comienzos de junio. La cubierta nival se mantiene durante 6-8 meses a partir de 1800 metros s.n.m., aumentando con la altitud y variando con la orientación y la topografía local. Son las laderas orientadas al Norte las que conservan durante más tiempo el manto nival. Durante el período 2015-2018, en el sector de El Fontán, el año 2018 acumuló el mayor número de días (143 días), frente a los 123 de 2017 y 94 en 2016. En 2015 no se acumuló nieve. En el año 2018 se superaron los espesores de 120 centímetros. En cuanto a la evolución intraanual, el mayor espesor se alcanzó en el mes de abril, con 30 días con espesor igual o superior a 80 centímetros (Gallinar *et al.*, 2022B).

Figura 6. El Fuexu Ljungu. En primer plano y por el fondo del circo glaciar se observan morrenas asociadas a la Fase de Altitud II semienterradas por derrubios generados por procesos como la crioclastia, la caída de bloques y los aludes. Al fondo, Pena Redonda (2364 metros s.n.m.) (fotografía realizada a 2000 metros s.n.m.)



Fuente: realización propia.

Los datos obtenidos a través de los termorregistradores instalados cerca de la cumbre de El Fontán, así como a través de un transecto vertical en el circo de Cuapalacio (1830-2350 metros s.n.m.), refleja un impacto reducido de los ciclos de hielo-deshielo a nivel del suelo, al quedar aislado por la cubierta nival. En cambio, los ciclos de hielo-deshielo son mayores en las paredes y crestas rocosas desprotegidas (Ruiz Fernández *et al.*, 2017). A su vez, el régimen térmico de Peña Ubiña se caracteriza por un patrón anual en el que se diferencian cuatro fases: 1) isoterminia o estabilidad térmica (durante el invierno, con temperaturas próximas a 0 °C); 2) aumento rápido de temperaturas o fusión nival (aumento drástico de las temperaturas por la desaparición de la cubierta nival); 3) estival o de temperaturas elevadas (habitualmente, desde principios de junio a co-

mienzos de septiembre; se alcanzan las temperaturas máximas); 4) de transición verano-invierno (descenso gradual de las temperaturas entre mediados de septiembre y de diciembre, que se van acercando progresivamente a 0 °C). Este patrón se ha identificado en otros conjuntos montañosos como los Picos de Europa (Serrano y González Trueba, 2004; González Trueba, 2007; Pisabarro *et al.*, 2015; Ruiz Fernández *et al.*, 2017) y el Macizo de Fuentes Carrionas (Pisabarro *et al.*, 2017).

Estas condiciones propician una dinámica periglacial activa en la alta montaña de Peña Ubiña. Así, la crioturbación, como proceso vinculado a la existencia de hielo en el suelo, genera una reordenación de las partículas en función de su granulometría, siendo bien visible por encima de 2100 metros s.n.m. Es la causante de la formación de suelos ordenados, como los suelos estriados y los círculos de piedras, en áreas como El Fontán y el circo glaciar de Cuapalacio.

La crioclastia se concentra en las paredes rocosas de mayor altitud de Peña Ubiña. Esto provoca, junto con otros procesos (movimientos en masa rápidos y lentos, gravedad, arroyada y criorrepación), la presencia de lleras y conos de derrubios al pie de estas cresterías con cierta extensión (figura 6). Los resultados del estudio específico de lleras y conos de derrubios evidencian la organización de las partículas de acuerdo a la gravedad, siguiendo una secuencia granocreciente desde las partes proximales a las distales. Sus pendientes suelen rondar los  $30^\circ \pm 5^\circ$  de desnivel en casi todos sus tramos, con excepciones puntuales.

La solifluxión (figura 7) es responsable en Peña Ubiña de la génesis de morfologías como los lóbulos de solifluxión, los bloques aradores, las terracillas y los suelos almohadillados. Son comunes en áreas de pendiente superior a  $10^\circ$  (menos los suelos almohadillados, que aparecen en zonas de escasa pendiente) y en altitudes por encima de 1600 metros s.n.m. En tres estaciones de muestreo, situadas a 2351-2348, 2050-2029 y 1834-1830 metros s.n.m., se han monitorizado 12 lóbulos de solifluxión y bloques aradores entre octubre de 2015 y octubre de 2021. Han aportado tasas medias de desplazamiento horizontal en sus flancos de entre 0,3 y 12,7 mm/año, con valores mínimos de movimiento de 1 mm/año y máximos de 50 mm/año. La mayoría de los desplazamientos fueron de sentido positivo (pendiente abajo), salvo algunos de sentido inverso en los flancos (es decir, hacia arriba), evidenciando la rotación de varias de ellas. Igualmente, se han identificado movimientos de hundimiento o de levantamiento asociados al desplazamiento de los lóbulos y bloques aradores. Otros trabajos desarrollados en las Montañas Cantábricas muestran movimientos reducidos, como en los Picos de Europa (Serrano *et al.*, 2010) y el Alto Sil (Santos González, 2010).

En el período 2012-2018, se ha constatado la presencia de neveros superficiales (figura 6) a mediados del mes de agosto, hasta en once sectores del Macizo de Peña Ubiña, siempre por encima de 2000 metros s.n.m salvo casos y años puntuales. Son neveros con importantes variaciones interanuales en número, extensión y espesor, siendo 2017 el año con menos neveros (0,2 hectáreas), y 2013 el año en el que perduró un mayor número y alcanzaron mayor extensión superficial (12,8 hectáreas; Gallinar *et al.*, 2022B). Al margen de factores topoclimáticos e hidrológicos, el espesor nival alcanzado durante el invierno y las temperaturas estivales son los condicionantes principales para el desarrollo y conservación de los neveros. En Peña Ubiña se han generado también morrenas de nevero, que hoy en día presentan distinto grado de actividad (activas, semiactivas y relictas), así como nichos de nivación situados en los sectores más elevados e interior de los antiguos circos glaciares.

Los aludes son un proceso recurrente en algunos sectores del macizo (García Hernández *et al.*, 2018). Tienen gran repercusión geomorfológica en la vertiente meridional de El Preu l'Albu (Cas-

tañón, 1984) y sectores como el Siega l'Abá, Penubina, Pena Rueda y La Magrera (figuras 2 y 7), proliferando morfologías asociadas como los canales y conos de aludes. Los primeros pueden alcanzar los 800 metros de longitud y hasta 12 metros de anchura, estando condicionados por la estructura geológica. Los conos, con superficies de hasta 6,1 hectáreas, tienen frecuentemente un origen mixto, asociados también a desprendimientos rocosos y movimientos de solifluxión. Los aludes tienen un importante papel en la transferencia de derrubios desde partes elevadas a otras de menor cota, y también en la conservación de los neveros ubicados a menores altitudes. Este proceso, a su vez, representa un riesgo para la población de ciertos núcleos ubicados en este entorno montañoso, con situaciones peligrasas en momentos históricos recientes (García Hernández *et al.*, 2018).

Otros movimientos en masa rápidos tienen también un papel importante en la dinámica de la alta montaña de Peña Ubiña. Aparecen distribuidos por buena parte del área de estudio desprendimientos, deslizamientos y flujos de derrubios. La abundancia de precipitaciones nivo-pluviales propicia la formación de flujos de derrubios sobre las pedreras y otras formaciones superficiales poco consolidadas. Estos flujos, alimentados por los canales de aludes, pueden recorrer hasta 500 metros, alcanzando sus frentes cotas próximas a los 1260 metros s.n.m. Se han constatado también flujos de derrubios provocados a partir de episodios tormentosos concentrados en el tiempo.

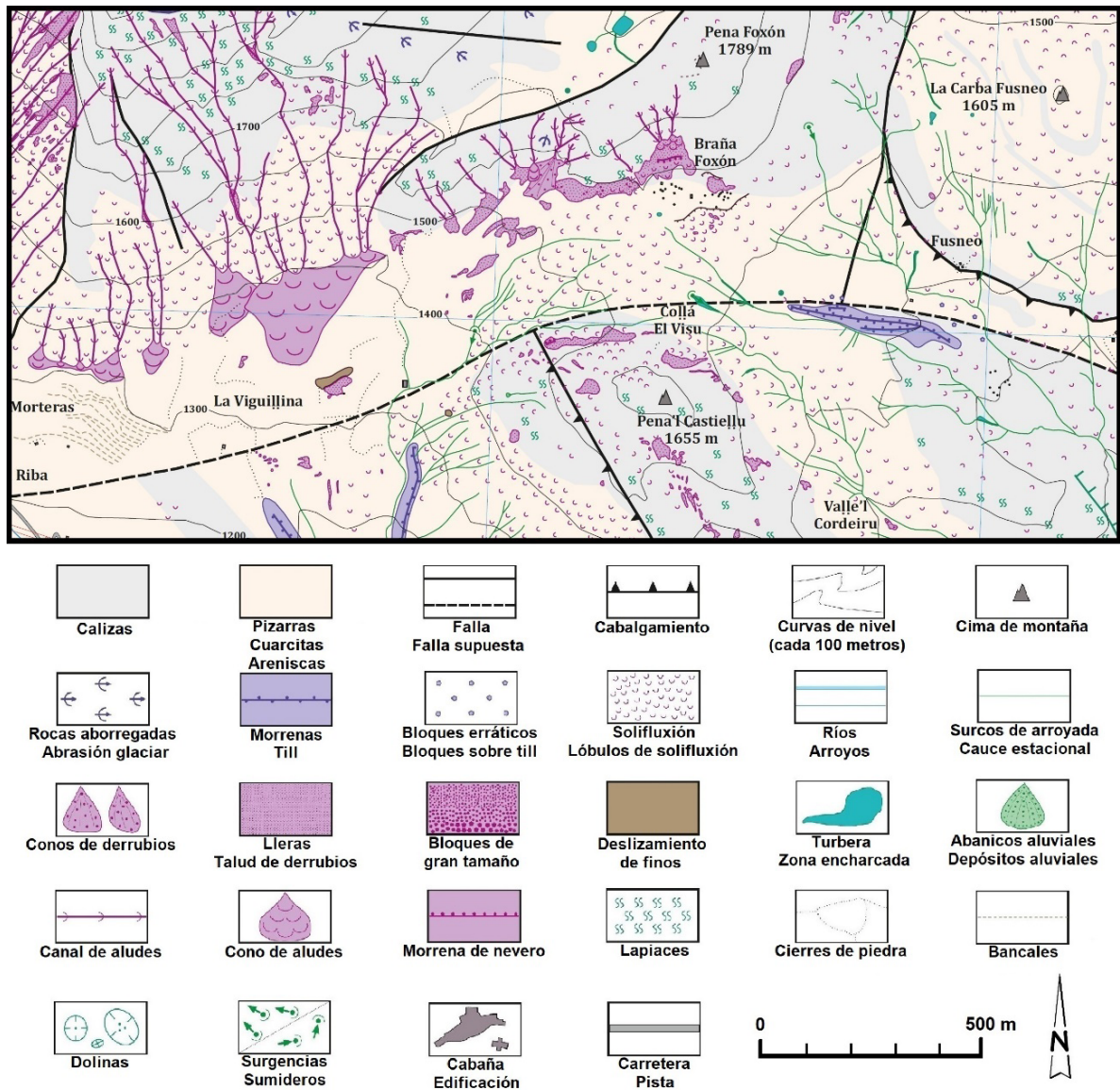
En cuanto a las formas vinculadas con la existencia de permafrost, solo existe un glaciar rocoso relictivo, de 1,4 hectáreas con 140 metros de longitud por 120 metros de anchura, ubicado en el circo glaciar de Cuapalacio, entre 1905 y 1870 metros s.n.m., y vinculado morfoestratigráficamente con la Fase Glaciar de Altitud. La escasez de este tipo de geoformas se debe a la naturaleza eminentemente calcárea de los sectores elevados de Peña Ubiña. Son formas sujetas a un importante control litológico, siendo más comunes sobre las cuarcitas y areniscas paleozoicas del Macizo Asturiano (Redondo Vega *et al.*, 2004; Gómez Villar *et al.*, 2011; Pellitero *et al.*, 2011).

Los procesos y formas periglaciares activos en Peña Ubiña se organizan en dos pisos altitudinales, el nivoperiglaciar y el crionival. El primero está ampliamente representado en otros sectores de las Montañas Cantábricas como L'Altu Ventana (González Díaz *et al.*, 2021), el Sinclinal de Saliencia (Rodríguez Pérez, 2015) y San Isidro (Rodríguez Pérez, 1995), mientras que el segundo únicamente está presente, además de en Peña Ubiña, en los Picos de Europa (Castañón y Frochoso, 1998; Serrano y González Trueba, 2004; González Trueba, 2007; Ruiz Fernández *et al.*, 2016, 2017) y Fuentes Carrionas (Pellitero *et al.*, 2011; Pellitero, 2013; Melón Nava *et al.*, 2023).

La diferencia entre ellos estriba en la intensidad y el tipo de procesos dominantes en cada caso. El piso nivoperiglaciar, situado en Peña Ubiña entre 1750-1800 metros s.n.m. y 2100-2200 metros s.n.m., se caracteriza por estar muy vinculado con la acción modeladora de la nieve, estable entre seis y ocho meses al año. Los procesos dominantes son la caída de aludes, el desencadenamiento de otros movimientos en masa rápidos (flujos de derrubios, deslizamientos y avalanchas rocosas) vinculados a la fusión nival o a episodios de precipitaciones intensas, la solifluxión, la arroyada y el *kast nival*. El impacto de los procesos de hielo-deshielo con ritmo diario o estacional es limitado en comparación con el piso crionival. Este último se desarrolla en Peña Ubiña por encima de 2100-2200 metros s.n.m., caracterizándose por temperaturas medias anuales más frías, en torno a 1 °C – 3 °C, abundancia de precipitaciones nivales (más de 2000 mm anuales), presencia de neveros permanentes o de fusión retardada y heladas recurrentes que acontecen en cualquier época del año, aunque de forma puntual y atenuada durante el verano. Se producen aquí procesos como la crioturbación, causante de morfologías tales como los suelos ordenados, la solifluxión, una

mayor incidencia de movimientos en masa de tipo flujos de derrubios, una disolución kárstica muy efectiva, y una mayor efectividad de la crioclastia. Estos dos últimos procesos interactúan mutuamente, generando gelidisyunción y gelidescamación (Maire, 1990; Castañón y Frochoso, 1998). Los taludes y conos de derrubios son plenamente activos en las partes altas de Peña Ubiña. El piso crionival se corresponde, por tanto, con un ambiente muy dinámico, aunque tiene una extensión espacial reducida.

Figura 7. Mapa geomorfológico del sector de El Tapinón y la Peña'l Castiellu



Fuente: realización propia.

## 5. Conclusiones

El Macizo de Peña Ubiña es uno de los conjuntos de mayor altitud de las Montañas Cantábricas (El Fontán sur, 2417 metros s.n.m.). Su carácter de pared orográfica retiene las nubes en la vertiente asturiana, generando un clima más estable y soleado en la vertiente leonesa, con unas

precipitaciones en los sectores culminantes que sobrepasan los 2000 mm, muchos de ellos en forma de nieve. Se han identificado procesos kársticos, fluviotorrenciales, glaciares y periglaciares, tanto relictos, como funcionales. El modelado kárstico y glaciokárstico generó la aparición de formas de erosión como cubetas glaciokársticas (de génesis mixta en este caso, kárstica primero y glaciar después), dolinas, fuexos (término local que define las dolinas de recubrimiento), pozos nivokársticos y lapiaces estructurales y libres, principalmente. El modelado glaciar es responsable de formas erosivas como artesas glaciares y rocas aborregadas, así como de acumulación (morrenas glaciares), que han permitido identificar tres fases glaciares principales (Fase de MEH, Fase Interna I y II, y Fase de Altitud I y II), y 20 glaciares diferentes en la Fase de MEH que ocuparon 5004 hectáreas de extensión. En cuanto al régimen térmico actual, se caracteriza por la abundancia de heladas, pero por un reducido número de días de hielo-deshielo. Estas condiciones de frío favorecen la abundancia de nieve, que suele permanecer estable durante 6-8 meses por encima de 1800 metros s.n.m., así como el desarrollo de la crioturbación, la crioclastia, la solifluxión y diferentes tipos de movimientos en masa rápidos.

A lo largo de este trabajo se ha buscado mostrar las claves que explican la configuración actual del relieve del Macizo de Peña Ubiña. Con ello, se pretende difundir el alto valor geomorfológico, y por extensión paisajístico, de este importante enclave de la alta montaña cantábrica. Esto resulta vital para ampliar la comprensión de las dinámicas que afectan a las Montañas Cantábricas en la actualidad, y para desarrollar una adecuada planificación territorial por parte de las administraciones implicadas en la gestión de dicho ámbito.

En el futuro se prevé seguir profundizando en dicho conocimiento, especialmente en lo referente a la geocronología de las evidencias glaciares y periglaciares relictas a partir de dataciones cosmogénicas, así como en la monitorización mediante técnicas geomáticas de procesos y geoformas activas, y particularmente de los taludes y conos de derrubios de varios sectores del macizo.

## Referencias

- Aller, J. (1984). *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Oviedo: Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Consejería de Industria y Comercio.
- 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.
- Alonso, V. (2019). Geomorphology of the Ubiñas Massif, Cantabrian Mountains, NW Spain (1.22,000). *Journal of maps*, 15, 238-246. doi: <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1579763>
- Ballesteros, D. (2008). A Torca de los Cinchos sae do esquecemento. *Montañeiros Celtas*, 96, 46-47.
- Brosche, K.U. (1978). Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica. *Estudios Geográficos*, 151, 131-161.
- Castañón, J.C. (1983). El glaciario cuaternario del Macizo de Ubiña (Asturias- León) y su importancia morfológica. *Ería*, 4, 3-49. doi: <https://doi.org/10.17811/er.0.1983.3-49>
- Castañón, J.C. (1984). Sobre el modelado originado por los aludes de nieve en el Prau del Albo (Alto Huerna, Asturias). *Ería*, 6, 106-112. doi: <http://dx.doi.org/10.17811/er.0.1984.106-112>
- Castañón, J.C., Frochoso, M. (1994). El periglaciario de la Cordillera Cantábrica. En A. Gómez Ortiz, M. Simón Torres, F. Salvador Franch (Eds.), *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 7 (pp. 75-91). Granada: Universidad de Granada.
- Castañón, J.C., Frochoso, M. (1998). La alta Montaña Cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámicas en los Picos de Europa. En A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte, A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos* (pp. 113-132). Barcelona: Universitat de Barcelona.
- Corugedo, E. (1932). La geología de la Cuenca del río Tuiza y sus reservas de energía hidráulica. *II Congreso de la Agrupación de Ingenieros de Minas del NO. de España*. Oviedo. 33-47.



- Delgado, J. (1971-1989). *Ubiña alta montaña*. Gijón: SZ.
- Flor, G. (1992). El Macizo de Ubiña. En La Voz de Asturias (Ed.). *Enciclopedia de la Naturaleza de Asturias, fascículo 23* (pp. 129-144).
- Frochoso, M., Castañón, J.C. (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti (Eds.), *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. (pp. 65-137). Santiago de Compostela: Universidade de Santiago de Compostela.
- Frochoso, M., González Pellejero, R., Allende, F. (2013). Pleistocene glacial morphology and timing of Last Glacial Cycle in Cantabrian Mountains (Northern Spain): new chronological data from the Asón Area. *Central European Journal of Geoscience*, 5, 12-27. doi: <https://doi.org/10.2478/s13533-012-0117-8>
- Gallinar, D., García Hernández, C., Ruiz Fernández, J. (2019). Conocimiento histórico y patrimonialización de un enclave de la montaña cantábrica: Las Ubiñas. *Papeles de Geografía*, 65, 7-29. doi: <https://doi.org/10.6018/geografia.372061>
- Gallinar, D., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. (2021). Las formas kársticas del Macizo de las Ubiñas (Montañas Cantábricas). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 43, 135-175. doi: <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2021.43.0.8858>
- Gallinar, D., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. (2022A). Las formas periglaciares del Macizo de las Ubiñas (Montañas Cantábricas). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 44, 55-98. doi: <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2022.44.0.9425>
- Gallinar, D., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. (2022B). La nieve en el Macizo de las Ubiñas (Montañas Cantábricas) y sus implicaciones geomorfológicas. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 93. doi: <https://doi.org/10.21138/bage.3224>
- Gallinar, D., Ruiz Fernández, J., Poblete, M.Á., Fernández, A., García Hernández, C., Beato, S., Marino, J.L. (2014). Morfología y evolución glaciar en el sector asturiano del Macizo de las Ubiñas. En S. Schnabel, A. Gómez Gutiérrez (Eds.), *Avances de la geomorfología en España 2012-2014. XIII Reunión Nacional de Geomorfología*, (pp. 543-546). Cáceres: Sociedad Española de Geomorfología (SEG).
- García de Celis, A. (1997). *El relieve de la Montaña Occidental de León*. Ediciones Universidad de Valladolid, 1ª Ed, 290 p.
- 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.) (pp. 137-196). *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas*. León: Universidad de León.
- García Hernández, C., Ruiz Fernández, J., Oliva, M., Gallinar, D. (2018). El episodio de movimientos en masa asociado a los temporales de nieve de 1888 en el macizo asturiano. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 76, 52-78. doi: <http://dx.doi.org/10.21138/bage.2515>
- Gómez Lende, M., Serrano, E. (2021). Ambientes con permafrost de montaña subterráneo en los Picos de Europa y sus implicaciones. *Cuaternario y Geomorfología*, 35(3-4), 55-76. doi: <https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89377>
- Gómez Lende, M., Serrano, E., González García, M., González Trueba, J.J. (2016). Periglaciario en la divisoria cantábrica: la Sierra de Cebolleda. *Polígonos*, 28, 33-53. doi: <http://dx.doi.org/10.18002/pol.v0i28.4284>
- Gómez Villar, A. (2006). El clima. En J.M. Redondo Vega (dir.) *Diagnosis territorial y bases para ordenación, el uso y la gestión de los Espacios Naturales de Sierra de los Ancares, Alto Sil y Omaña (León) recientemente declarados como lugares de interés comunitario. T I, Inventario, Alto Sil (León)*, (Inédito) (pp. 15-24). León: Convenio específico de colaboración entre la ULE y la Consejería de Medio Ambiente de Junta de Castilla y León.
- Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B., Redondo Vega, J.M.<sup>a</sup>, Santos González, J. (2011). Distribución de los glaciares rocosos relictos en la Cordillera Cantábrica. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37(2), 49-80. doi: <http://dx.doi.org/10.18172/cig.1256>
- González Díaz, B., Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., Menéndez Duarte, R., González Díaz, J.A. (2021). Evolución glaciar y morfodinámica periglaciario en la vertiente asturiana del Puerto de Ventana (Montañas Cantábricas). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 43, 101-134. doi: <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2021.43.0.8841>
- González Gutiérrez, R.B., Santos González, J., Gómez Villar, A., Alonso Herrero, E., García de Celis, A., Cano, M., Redondo Vega, J.M.<sup>a</sup> (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. doi: <https://doi.org/10.3986/ac.v46i2-3.5001>

- González Trueba, J.J. (2007). *El paisaje natural del Macizo Central de los Picos de Europa: Geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica*. Santander: Centro de Investigación del Medio Ambiente (CIMA), Consejería de Medio ambiente del Gobierno de Cantabria.
- Grupo Espeleológico Polifemo (2010). *Exploración espeleológica en los Joyos de Colines, Macizo de Ubiña (NW. de España)*. Oviedo/Uviéu: Federación d'Espeleología del Principáu d'Asturies.
- Interclub Ubiña del Colectivu Asturianu d'Espeleólogos (2013). Quirós: Memoria de exploraciones subterráneas. Federación d'Espeleología del Principáu d'Asturies.
- Jalut, G., Belet, J.M, García de Celis, A. Redondo Veja, J.M.<sup>a</sup>, Bonnet, L., Valero Garcés, B.L., Moreno, A., Villar, L., Fotugne, M., Dedoubat, J.J., González Sanpérez, P., Santos Fidalgo, L., Vidal, J.R. (2004). Reconstrucción paleoambiental de los últimos 35000 años en el Noroeste de la Península Ibérica: La Laguna de Villaseca (León). *GeoTemas*, 6 (5), 105-108.
- Jalut, G., Turu I Michels, V., Dedoubat, J.J., Thierry, O., Ezquerro, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., García de Celis, A., Redondo Vega, J.M.<sup>a</sup>, 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. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.012>
- Jiménez, M., Farias, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains. the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15 (1), 93-101. doi: [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(01\)01081-6](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(01)01081-6)
- Jiménez, M., Rodríguez Rodríguez, L., García Ruiz, J.M.<sup>a</sup>, Domínguez, M.<sup>a</sup>J., Farias, P., Valero, B., Moreno, A., Rico, M., Valcárcel, M. (2013). A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: timing and regional variability during the last glacial cycle. *Geomorphology*, 196, 50-64. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.009>
- Jiménez, M., Rodríguez Rodríguez, L., González Lemos, S., Domínguez Cuesta, M.<sup>a</sup>J. (2022). The glaciers in the Redes Natural Park. En M. Oliva, D. Palacios, J.M.<sup>a</sup> Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers* (pp. 221-235). Ámsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00011-6>
- Lueje, J.R. (1958). *El Macizo de Ubiña (Del Puerto de la Cubilla al de Ventana)*. Gijón: Tipografía La Industria.
- Maire, R. (1990). *La haute montagne calcaire. Karsts, cavités, remplissages, Quaternaire, paléoclimats*. Karstologia-Mémories, 3. La Ravoire: Association Française de karstologie y Fédération Française de Spéléologie.
- Melón Nava, A., Santos González, J., Redondo Vega, J.M.<sup>a</sup>, González Gutiérrez, R.B., Gómez Villar, A. (2023). Factors influencing the ground thermal regime in a mid-latitude glacial cirque (Hoyo Empedrado, Cantabrian Mountains, 2006–2020). *Catena*. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2022.106110>
- Miotke, F.D. (1968). *Karstmorphologische Studien in der glazial-überformten Höhenstufe der "Picos de Europa," Nordspanien* (Tesis Doctoral). Selbstverlag der Geografischen Gessellschaft, Hannover (Alemania).
- Moreno, A., Valero, B.L., Jiménez Sánchez, M., Domínguez, M.<sup>a</sup>J., Mata, M.P., Navas, A., González, 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. doi: <http://dx.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. Salinas: Ayalga Ediciones.
- Nicod, J. (1972). *Pays et paysages du calcaire*. París: Presses Universitaires de France.
- Nussbaum, F., Gyax, F. (1952). La glaciation quaternaire dans la Cordillère Cantabrique (Espagne du Nord). *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 23-1, 36-48.
- Oliva, M., Ruiz Fernández, J., Barriendos, M., Benito, G., Cuadrat, J.M., Domínguez Castro, F., García Ruiz, J.M.<sup>a</sup>, Giral, S., Gómez Ortiz, A., Hernández, A., López Costas, O., López Moreno, J.I., López Sáez, J.A., Martínez Cortizas, A., Moreno, A., Prohom, M., Saz, M.A., Serrano, E., Tejedor, E., Trigo, R., Valero Garcés, B., Vicente Serrano, S.M. (2018). The Little Ice Age in Iberian mountains. *Earth-Science Reviews*, 177, 175-208. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.010>
- Ortega Villazán, M.T., Morales Rodríguez, C.G. (2015). El clima de la Cordillera Cantábrica castellano-leonesa: diversidad, contrastes y cambios. *Investigaciones Geográficas*, 63, 45–67.
- Pellitero, R. (2013). Evolución finicuaternaria del glaciario en el macizo de Fuentes Carrionas (Cordillera Cantábrica), propuesta cronológica y paleoambiental. *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (1-2), 71-90.

- Pellitero, R. (2022). The glaciers of the Montaña Palentina. En: M. Oliva, D. Palacios, J.M.<sup>a</sup> Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, Cambridge. 179-199. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00009-8>
- Pellitero, R., Serrano, E., González Trueba, J.J. (2011). Glaciares rocosos del sector central de la montaña cantábrica: indicadores paleoambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37 (2), 119-144. doi: <https://doi.org/10.18172/cig.1259>
- Peña Pérez, S.A. (2021). Rasgos morfométricos de los canchales y sus áreas fuente de la vertiente occidental del macizo de Las Ubiñas (cordillera Cantábrica, León). *Cuaternario y Geomorfología*, 35(3-4), 175-190. doi: <https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89830>
- Pérez Alberti, A. (2022). The glaciers of the Peneda, Amarela, and Gerês-Xurés massifs. En: M. Oliva, D. Palacios, J.M.<sup>a</sup> Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, Cambridge. 397-416. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00019-0>
- Pisabarro, A., Pellitero, R., Serrano, E., Gómez Lende, M., González Trueba, J.J. (2017). Ground temperatures, landforms and processes in an Atlantic mountain. Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Catena*, 149, 623-636. doi: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.051>
- Pisabarro, A., Serrano, E., González Trueba, J.J. (2015). Régimen térmico de suelos del Macizo Central de Picos de Europa (España). *Pirineos*, 170, 010. doi: <https://doi.org/10.3989/Pirineos.2015.170003>
- Prado, C. (1852). Notes sur les blocs erratiques de la Chaîne Cantabrique. *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 9, 171-175.
- Puch, C. (1998). *Grandes simas y cuevas de España*. Barcelona: Espeleo Club de Gràcia (Ed.).
- Puerta Elorza, E. (2000). *Asemeyu en los Joyos de Cueva Palacios (Macizo de Ubiña)*. III Congreso Espeleológico Internacional sobre Picos de Europa y VI Congreso Asturiano de Espeleología.
- Redondo Vega, J.M.<sup>a</sup>, Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B. (2004). Localización y caracterización morfométrica de los glaciares rocosos relictos de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica, León). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 35-60. <https://doi.org/10.18172/cig.1134>
- Redondo Vega, J.M.<sup>a</sup>, Santos González, J., González Gutiérrez, R.B., Gómez Villar, A. (2022). The glaciers of the Montes de León. En M. Oliva, D. Palacios, J.M.<sup>a</sup> Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers* (pp. 315-333) Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. 315-333. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00015-3>
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk-Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55(4), 1869-1887. doi: [https://doi.org/10.2458/azu\\_js\\_rc.55.16947](https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947)
- Rodríguez Pérez, C. (1995). Estudio geomorfológico del Puerto de San Isidro. *Ería*, 36, 63-87. doi: <https://doi.org/10.17811/er.0.1995.63-87>
- Rodríguez Pérez, C. (2015). *El relieve de la Montaña Central Asturiana: La Sierra de Sobia y el Macizo de Somiedo*. Oviedo: Real Instituto de Estudios Asturianos.
- Rodríguez Pevida, A.R., de la Fuente, J.C., González Suárez, J.J. (1982). Pozu La Carba. *Espeleología Asturiana*, 6, 1-10.
- Rodríguez Rodríguez, L., Domínguez Cuesta, M.<sup>a</sup>J., Rinterknecht, V., Jiménez Sánchez, M., González Lemos, S., Léanni, L., Sanjurjo, J., Ballesteros, D., Valenzuela, P., Llana Fúnez, S., ASTER Team. (2018). Constraining the age of superimposed glacial records in mountain environments with multiple dating methods (Cantabrian Mountains, Iberian Peninsula). *Quaternary Science Reviews*, 195, 215-231. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.025>
- Rodríguez Rodríguez, L., Jiménez Sánchez, M., Domínguez Cuesta, M.<sup>a</sup>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. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.007>
- Rodríguez Rodríguez, L., Jiménez Sánchez, M., Domínguez Cuesta, M.<sup>a</sup>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 <sup>10</sup>Be. *Quaternary Science Reviews*, 138, 31-48. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.027>

- Rodríguez Rodríguez, L., Jiménez Sánchez, M., Domínguez Cuesta, M.<sup>a</sup>J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., ASTER Team. (2017). Timing of last deglaciation in the Cantabrian Mountains (Iberian Peninsula; North Atlantic Region) based on in situ-produced <sup>10</sup>Be exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, 171, 166-181. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.07.012>
- Rodríguez Rodríguez, L., Jiménez Sánchez, M., Domínguez Cuesta, M.<sup>a</sup>J., González Lemos, S. (2022). The glaciers around Lake Sanabria. En M. Oliva, D. Palacios, J.M.<sup>a</sup> Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers* (pp. 335-351). Ámsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00016-5>
- Ruiz Fernández, J., García Hernández, C. (2018). Morfología y evolución glaciar en el Macizo del Cornión (Picos de Europa, Montañas Cantábricas). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 40, 29-68. doi: <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2018.40.0.4912>
- Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., Fernández Fernández, A. (2019). La organización altitudinal de las formas kársticas del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Montañas Cantábricas) y su interrelación con el glaciario Cuaternario y la morfodinámica periglacial. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 41, 153-200. doi: <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.58221>
- Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., Gallinar Cañedo, D. (2022A). The glaciers of the Picos de Europa. En M. Oliva, D. Palacios, J.M.<sup>a</sup> Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers* (pp. 237-263). Ámsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00012-8>
- Ruiz Fernández, J., González Díaz, B., Gallinar Cañedo, D., García Hernández, C. (2022B). The glaciers of the Central-Western Asturian Mountains. En M. Oliva, D. Palacios, J.M.<sup>a</sup> Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers* (pp. 265-288). Ámsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00013-X>
- Ruiz Fernández, J., Oliva, M., Cruces, A., Lopes, V., Freitas, M.C., Andrade, C., García Hernández, C., López Sáez, J.A., Galdes, M. (2016). Environmental evolution in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, SW Europe) since the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 138, 87-104. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.03.002>
- Ruiz Fernández, J., Oliva, M., Hrbáček, F., Vieira, G., García Hernández, C. (2017). Soil temperatures in an Atlantic high mountain environment: The Forcadona buried ice patch (Picos de Europa, NW Spain). *Catena*, 149 (2), 637-647. doi: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.037>
- Ruiz Fernández, J., Serrano, E. (2011). El modelado kárstico en el Macizo del Cornión. En J.J. González Trueba, E. Serrano (Eds.), *Geomorfología del Macizo Occidental del Parque Nacional Picos de Europa*, (pp. 109-142). Madrid: OAPN, Ministerio de Medio Ambiente.
- Sanjosé Blasco, J.J., Serrano, E., Gómez Lende, M. (2016). Análisis geomático de bloques aradores y lóbulos en los Puertos de Áliva (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica). *Polígonos*, 28, 123-138. doi: <http://dx.doi.org/10.18002/pol.v0i28.4290>
- Santos González, J. (2010). *Glaciarismo y periglaciarismo en el alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)*. Tesis Doctoral dirigida por José María Redondo Vega. Universidad de León. León. 689 p.
- Santos González, J., González Gutiérrez, R.B., Redondo Vega, J.M.<sup>a</sup>, Gómez Villar, A., Jomelli, V., Fernández Fernández, J.M.<sup>a</sup>, Andrés, N., García Ruiz, J.M.<sup>a</sup>, Peña Pérez, S.A., Melón Nava, A., Oliva M., Álvarez Martínez, J., Charton, J., Palacios, D. (2022A). The origin and collapse of rock glaciers during the Bølling-Allerød interstadial: A new study case from the Cantabrian Mountains (Spain). *Geomorphology*. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108112>
- Santos González, J., Redondo Vega, J.M.<sup>a</sup>, García de Celis, A., González Gutiérrez, R.B., Gómez Villar, A. (2022B). The glaciers of the Leonese Cantabrian Mountains. En M. Oliva, D. Palacios, J.M.<sup>a</sup> Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers* (pp. 289-314). Ámsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00014-1>
- Santos González, J., Redondo Vega, J.M.<sup>a</sup>, González Gutiérrez, R.B., Gómez Villar, A. (2013). Applying the AABR method to reconstruct equilibrium-line altitudes from the last glacial maximum in the Cantabrian Mountains (SW Europe). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 387, 185-199. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.07.025>
- Serrano, E., Gómez Lende, M., González Trueba, J.J., Turu, V., Ros, X. (2013). Fluctuaciones glaciares pleistocenas y cronología en las Montañas Pasiegas (Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (1-2), 91-110.

- Serrano, E., Gómez Lende, M., Pisabarro, A. (2022). The glaciers of the western massifs of Cantabria. En M. Oliva, D. Palacios, J.M.<sup>a</sup> Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers* (pp. 201-219). Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00010-4>
- Serrano, E., González Trueba, J.J. (2004). Morfodinámica periglaciaria en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa - Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (3-4), 73-88.
- Serrano, E., González Trueba, J.J., González García, M. (2012). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 78, 303-314. doi: <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.05.016>
- Serrano, E., Sanjosé Blasco, J.J., Gómez Lende, M., López González, M., Soler Flores, F. (2016). Evolución de los conos de derrubios de La Vueltona y los lóbulos y bloques aradores del Puerto de Áliva (Picos de Europa). *Topografía y cartografía: Revista del Ilustre Colegio Oficial de Ingenieros Técnicos en Topografía*, 32 (170), 11-18.
- Serrano, E., Sanjosé Blasco, J.J., González Trueba, J.J., Del Río Pérez, M., Ruiz Flaño, P., Atkinson Gordo, A., Martín Moreno, R., Rico Lozano, I., Fernández, A. (2010). Análisis y control de indicadores geomorfológicos en el Parque Nacional Picos de Europa. En L. Ramírez, A. Benigno (Eds.), *Proyectos de investigación en parques nacionales: 2007-2010* (pp. 7-32). Madrid: OAPN.
- Stickel, R. (1929). Observaciones de morfología glaciaria en el NO. de España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, Tomo XXIX, 297-313.
- 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 (1:50000), hoja 77 (La Plaza, Teverga)*. Instituto Geológico y Minero de España. Segunda serie. Madrid. 64 p.
- Valcárcel, M., Pérez Alberti, A. (2022A). The glaciers in Eastern Galicia. En M. Oliva, D. Palacios, J.M.<sup>a</sup> Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers* (pp. 375-395). Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00018-9>
- Valcárcel, M., Pérez Alberti, A. (2022B). The glaciers in Western Galicia. En M. Oliva, D. Palacios, J.M.<sup>a</sup> Fernández Fernández (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers. How the mountains were shaped by glaciers* (pp. 353-373). Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00017-7>

## Agradecimientos

El autor desea expresar su más sincero agradecimiento a los directores de su Tesis Doctoral (de la que este trabajo constituye un resumen), Dr. Jesús Ruiz Fernández y Dra. Cristina García Hernández por su ayuda y guía constante; a la Universidad de Oviedo por haber permitido su formación académica; y a los familiares (en especial a Lorena y a mi madre, Marián), amigos y compañeros que han prestado su apoyo y sin los cuales este trabajo no hubiera sido posible.

Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto de investigación PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España).

## Conflicto de intereses

El autor de este trabajo declara que no existe ningún tipo de conflicto de intereses.