

## ***PERIGLACIARISMO EN LA DIVISORIA CANTÁBRICA: LA SIERRA DE CEBOLLEDA***

Manuel GÓMEZ LENDE ([manuelglende@hotmail.com](mailto:manuelglende@hotmail.com))

PANGEA, Universidad de Valladolid.

Enrique SERRANO CAÑADAS ([serrano@fyl.uva.es](mailto:serrano@fyl.uva.es))

Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid.

María GONZÁLEZ GARCÍA ([maria\\_gonzalez@hotmail.com](mailto:maria_gonzalez@hotmail.com))

PANGEA, Universidad de Valladolid.

Juan José GONZÁLEZ TRUEBA ([gonzalezj@fundacioncomillas.es](mailto:gonzalezj@fundacioncomillas.es))

CIESE-Comillas, Universidad de Cantabria

Recibido: 28/12/2015

Aceptado: 05/04/2016

**RESUMEN:** La Sierra de Cebolleda forma un cordal de orientación E-W inserto en la divisoria de aguas cantábrica y localizada al sur del macizo occidental de Picos de Europa. El propósito fundamental del estudio es el análisis de la importancia del periglaciario presente y pasado en una sierra de mediana altitud de las montañas cantábricas (Gildar, 2.074 m; Cebolleda, 2.054 m y Gabanceda, 2.042 m; como máximas cotas). Para subrayar la importancia de la morfogénesis periglaciaria en el paisaje actual de la sierra de Cebolleda, presentamos las diferentes morfologías asociadas a ello, el diferente grado de actividad que conservan y su importancia en la reconstrucción paleoambiental de estas montañas. Para ello se ha partido de la elaboración de un mapa geomorfológico, como herramienta esencial de análisis y conocimiento de la distribución de formas y procesos, en el que se recogen todas las morfologías inventariadas; y se han distinguido entre las morfologías periglaciares heredadas y las activas en la actualidad, resaltando fundamentalmente las altitudes, la exposición y los ambientes concretos en los que se encuentran. De entre las morfologías heredadas destacan glaciares rocosos relictos con frentes localizados a cotas superiores a los 1.600 m; siendo a partir de los 1.800 m donde de forma nítida, aunque en un piso morfogenético muy reducido, se dan morfologías más relacionadas con dinámicas nivoperiglaciares. En todas ellas, tanto en formas y procesos heredados como en las activas, se destaca una fuerte disimetría norte-sur, siendo mucho más representativas en las exposiciones septentrionales.

**PALABRAS CLAVE:** periglaciario, divisoria cantábrica, Sierra de Cebolleda, León.

### ***PERIGLACIAL ENVIRONMENT IN CANTABRIAN MOUNTAINS: SIERRA DE CEBOLLEDA***

**ABSTRACT:** The Sierra de Cebolleda (León province, Castilla y León) is a 10 km length part of the Cantabrian Divide, located to the South of Picos de Europa, the highest massif in the Cantabrian Mountain. The aim of this paper is to study the importance of the past and present periglacial environment at not very high Cantabrian Mountains (Gildar, 2.074 m; Cebolleda,

2.054 m and Gabanceda, 2.042 m). In order to highlight the importance of periglacial morphogenesis in the current setting of the Sierra de Cebollada, we present the different morphologies associated with it, the different activity and the importance of them in recent paleoenvironmental reconstruction. We have made a geomorphological map as an essential tool for the analysis and study of the distribution of landforms and processes, which inventoried all morphologies are collected. We have distinguished between inherited periglacial morphologies and active ones, mainly highlighting altitudes, exposure and the specific environments. Among the inherited morphologies highlight relict rock glaciers with fronts located above 1.600 m. Shaper and clearer active morphologies related to dynamic nivoperiglacial processes occur from 1.800 m. In all of them, both in active and inherited processes and landforms, a north-south a strong dissymmetry occurs, being more representative in northern exposures.

**KEY WORDS:** periglacial landforms, cantabrian divide, Sierra de Cebollada, León.

## I. INTRODUCCIÓN

La Cordillera Cantábrica presenta una amplia porción de alta montaña desde su extremo occidental hasta las montañas de Campoo, por lo que el modelado periglacial constituye un elemento primordial de su configuración geomorfológica. Existen numerosas formas relictas, heredadas de periodos más fríos del pasado, pero también procesos actuales ligados a los cambios de estado del agua, tanto en el suelo, como mediante los cambios en el manto nival. Por ello, conocer los procesos y las formas periglaciares constituye una labor prioritaria tanto desde un punto de vista teórico como aplicado, en relación con procesos activos periglaciares, en particular la aportación hídrica, la intensidad de la helada o la actividad nival, con los aludes como riesgo natural más sobresaliente.

La presencia en la Cordillera Cantábrica de glaciares rocosos relictos, campos de bloques y corrientes de bloques sugieren la existencia de un ambiente periglacial, en el pasado reciente, si bien en la actualidad los procesos periglaciares están muy atenuados, incluso en los macizos más elevados, donde sólo en algunos circos de los Picos de Europa y Peña Prieta existen formas y procesos activos asociados a suelos helados estacionales, e incluso a la presencia de permafrost esporádico (SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ TRUEBA, 2007; PISABARRO *et al.*, 2015). En sierras y macizos con litologías cuarcíticas, de conglomerados y de areniscas, siempre por encima de 1.900 m son comunes los campos y las corrientes de bloques (GARCÍA DE CELIS, 2002; PELLITERO, 2012), de indiscutible origen periglacial, pero todas ellas relictas. También son muy comunes los glaciares rocosos, todos ellos relictos (REDONDO *et al.*, 2010; PELLITERO *et al.* 2011), pero indicadores de ambientes con permafrost desde los 900 a los 2.600 m durante los periodos glaciares del Pleistoceno tardío y, en algún caso, hasta el Holoceno. Los glaciares rocosos han sido identificados y estudiados en toda la Cordillera Cantábrica (CLARCK, 1981; ALONSO, 1989; GARCÍA DE CELIS, 1991; REDONDO *et al.*,

2004, 2010; GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, 2002, PELLITERO *et al.*, 2011; GÓMEZ VILLAR *et al.*, 2011). En general se localizan en circos glaciares modelados en el Pleistoceno, y libres de hielo en el Finipleistoceno, cuando un periglaciario muy activo ocupa las porciones altas de la montaña, a menudo junto a pequeños glaciares en los macizos más altos. Han sido relacionados con etapas glaciares tardías, el Dryas Reciente (CLARCK 1981; SERRANO *et al.*, 2012, 2013), y PELLITERO *et al.* (2011) han señalado que se pudieron generar desde diferentes etapas del LGM al Holoceno, e incluso, algunos pequeños lóbulos protalud en la Pequeña Edad de Hielo.

En la actualidad, las formas más frecuentes, como lóbulos de piedras, céspedes almohadillados o terracillas, e incluso, lóbulos protalud y morrenas de nevero indican la existencia de un cinturón periglaciario por encima de los 2000 m, donde están presentes los ciclos de hielo-deshielo e incluso suelos helados estacionales, pero no hay permafrost (BROSCHÉ, 1978; SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; PELLITERO, 2012; PISABARRO *et al.*, 2015; SERRANO *et al.*, 2016). Las formas y procesos solifluidales son muy comunes en toda la Cordillera Cantábrica, con procesos gelifluidales plenamente activos por encima de 2.400 m. Estas formas muestran una dinámica muy débil, por lo que podrían haber sido formados en fecha tan tardía como la PEH. En las áreas donde se sitúan estas formas no hay permafrost en la actualidad, pero si un congelamiento estacional de otoño a primavera (GONZÁLEZ TRUEBA, 2007; PISABARRO *et al.* 2015; SERRANO *et al.*, 2016). Los registros térmicos y observaciones asociados han mostrado que existe helada siempre en los macizos más elevados, por encima de los 2000 m de altitud, y sobre todo en los que superan los 2.500 m, por lo que sólo unas pequeñas porciones entran en el ambiente periglaciario *sensu stricto* (BROSCHÉ, 1978; CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1994; SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ TRUEBA, 2007; SANTOS *et al.* 2009; SANTOS, 2010; PELLITERO, 2012; PISABARRO, 2013). En el interior de las montañas, recientemente, y bajo una concepción térmica del permafrost (FRENCH, 2007), ha sido demostrada la existencia de ambientes de permafrost endokárstico por encima de los 1.900 m, albergando grandes volúmenes de hielo en los macizos calizos de Picos de Europa al menos desde la PEH (GÓMEZ-LENDE, 2015).

En la Sierra de Cebolleda se reconocen procesos y formas periglaciares desde los 1.450 m hasta los 2.070 m de sus cumbres más elevadas y sobre unas marcadas huellas glaciares pleistocenas. Una fuerte disimetría norte-sur, derivada de su situación climática como montaña atlántica de transición y su localización en sombra orográfica con respecto a las mayores elevaciones de la Cordillera Cantábrica, tanto al norte como al sur, revelan configuraciones actuales dispares en función de los paleoambientes diferenciados que marcaron

distintos grados de actividad periglaciaria. Las formas relictas, heredadas de condiciones frías del pasado señalan unas condiciones ambientales frías en el pasado reciente, una vez desaparecidos los glaciares de los circos altos, y la presencia de permafrost de montaña. La presencia de procesos actuales asociados al hielo estacional y al manto nival, permiten definir los sectores altos como un ambiente nivoperiglaciario, si bien no existen datos sobre temperaturas ambientales o de suelos y son las geoformas y los procesos geomorfológicos los que permiten una aproximación a las condiciones ambientales y al periglaciario de una sierra de altitud moderada en la divisoria cantábrica.

En la sierra de Cebolleda (divisoria cantábrica) el periglaciario pasado y actual marca parte de su paisaje a día de hoy. Con el objeto de poner de manifiesto su importancia en la morfogénesis actual, se presentan aquí las distintas morfologías asociadas al periglaciario, el distinto grado de actividad actual en función de su distribución altitudinal y se plantea la significación de las mismas en la reconstrucción paleoambiental reciente de estas montañas de la Cordillera Cantábrica.

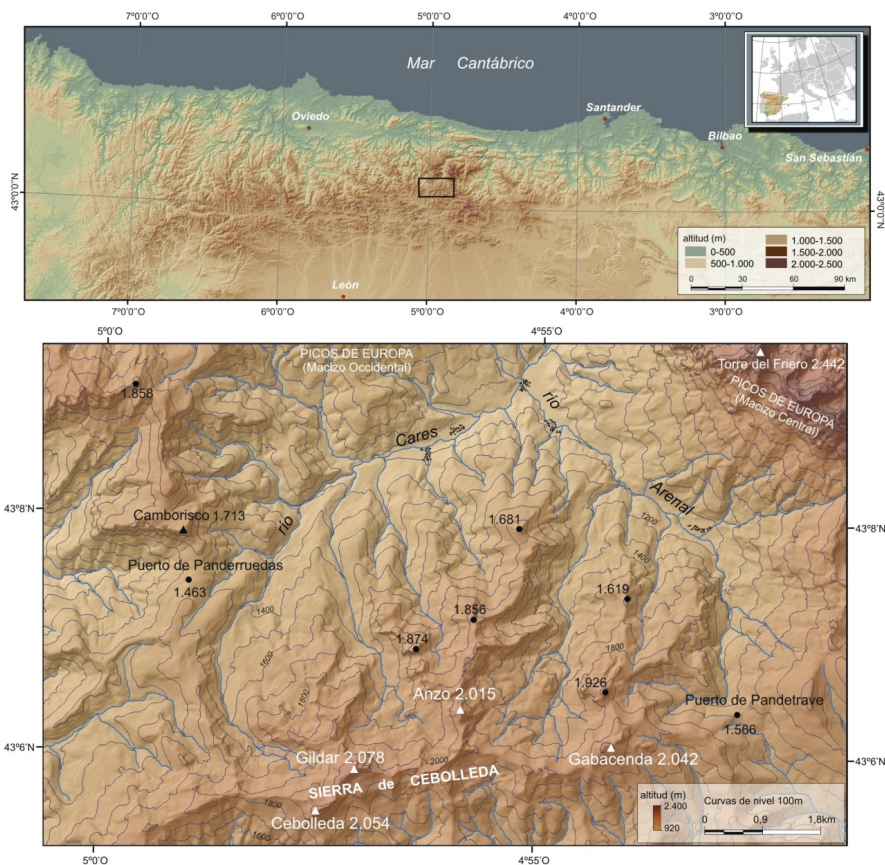
## II. ÁREA DE ESTUDIO

La Sierra de Cebolleda ( $43^{\circ}6'1''\text{N}$ - $4^{\circ}55'48''\text{W}$ ) se localiza en la porción central de la Cordillera Cantábrica (FIGURA 1) y forma un cordal de orientación E-W de 10 km de longitud con cumbres levemente por encima de los 2000 metros -Gildar (2.074 m), Cebolleda (2.054 m) y Gabanceda (2.042 m). Se localiza hidrogeográficamente en la divisoria cantábrica separando las cuencas del Cares-Deva (Cantábrica) y Esla (Duero), al sur de Picos de Europa. Su línea de cumbres se extiende sinuosamente entre el puerto de Panderrueda y el río Tuerto, al oeste, y el puerto de Pandetrave al este, abriéndose perpendicularmente y en sentido latitudinal valles al norte y sur que durante el Pleistoceno estuvieron glaciados.

La Sierra de Cebolleda posee unas condiciones oceánicas atenuadas por su localización meridional con respecto a los Picos de Europa. Su posición al sur de las montañas más altas de la Cordillera Cantábrica la sitúa al cobijo de los frentes del N y NW, de modo que una gran parte de la humedad procedente del mar no alcanza estas cumbres de altitudes moderadas donde en la actualidad se registran unas precipitaciones mayores de  $1.200 \text{ mm a}^{-1}$  (ALLENDE, 2008) que contrastan con los más de  $2.500 \text{ mm a}^{-1}$  de precipitación registrada en los Picos de Europa, a sólo 10 km al norte, o los  $2.700 \text{ mm a}^{-1}$  registrados en Peña Prieta, a sólo 10 km al sur. El régimen de precipitaciones en este sector de la Cordillera Cantábrica deriva de los accesos de ciclones profundos del N y NW, determinados por la organización orográfica y con fuertes contrastes por sombra orográfica (ALLENDE, 2008). En la actualidad la isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$

se ubica por encima de las cumbres de la Sierra de Cebolleda. Estimaciones altitudinales sobre las temperaturas en zonas próximas (Peña Ten, Mampodre, Peña Prieta) sitúan una TMAA a 2.000 m en torno a 5-6°C, ascendiendo con el descenso en altitud, (6-7°C a 1.700-2.000 m; 9-10°C entre 1.200 y 1.350 m), de modo que en el fondo de valle son superiores a los 10°C, alcanzando los 15-17°C de TMAA (ALLENDE, 2008).

**Figura 1.** Localización del área de estudio

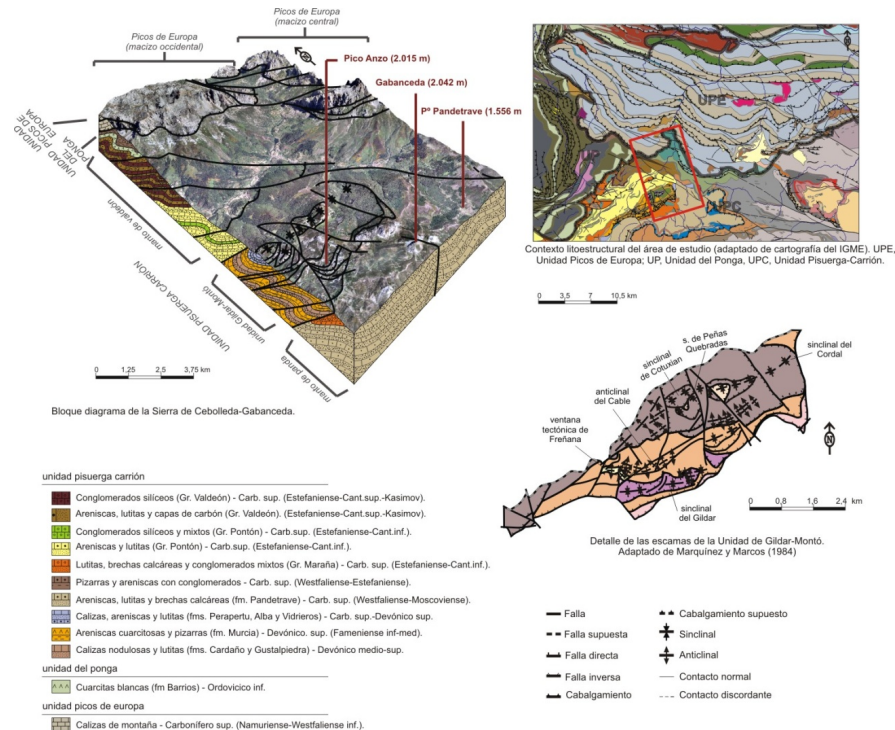


FUENTE.: Elaboración de los autores.

El núcleo principal de la S<sup>a</sup> de Cebolleda se levanta en la Unidad geológica Gildar-Montó perteneciente a la Zona Cantábrica, en la parte NW de la región del Pisuerga-Carrión, y en un contexto de complicada tectónica epidérmica. Predominan mantos, pliegues y líneas de fracturas directas e inversas, y se han reconocido cinco escamas de cabalgamiento y plegamientos menores con ejes

NE-SW (sinclinales del Cordal y Gildar, anticlinal del Cable). La Unidad Gildar-Montó constituye un manto alóctono levantado y desplazado con respecto a sus raíces más meridionales. A su vez, este manto se encaja entre materiales más recientes del Carbonífero superior, mantos autóctonos de menor complejidad tectónica con frentes de cabalgamiento de vergencia SE, fracturados y desnivelados por fallas tardías (ENE-WSW, NW-SE y N-S). Estas afectaron a la falla directa WNW-ESE de Cable, provocando el hundimiento de su labio septentrional (JULIVERT, 1971; BROUWER, 1964; FRANKENFELD, 1983; MARQUÍNEZ y MARCOS, 1984). La orogenia Alpina elevó este conjunto y configuró una morfoestructura monoclinal con amplia diversidad litológica. En las laderas septentrionales y los fondos del valle de Valdeón afloran areniscas y cuarcitas Devónicas (fm. Murcia), y ya en el manto de Valdeón, al norte, areniscas, lutitas y conglomerados de edad Estefaniense de los grupos Valdeón y Pontón. Al sur, afloran las lutitas, areniscas y conglomerados de la fm. Pandetrave y el Grupo Maraña, abriéndose en él los valles ortoclinales meridionales, y en los materiales más competentes las cumbres de la S<sup>a</sup> de Gabancheda (Peña de Gabancheda, Peña La Silla, Alto de Vallosera).

**Figura 2. Caracterización litoestructural de la sierra de Cebolleda**

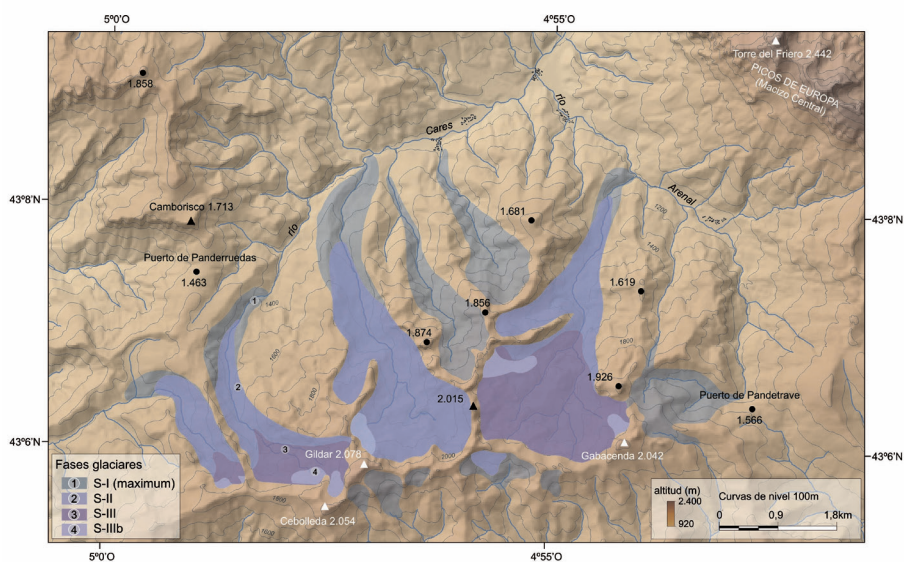


FUENTE.: Elaboración de los autores a partir de MARQUÍNEZ y MARCOS, 1984.

Los materiales y la estructura descritos configuran una estructura monoclinal (FIGURA 2), topográficamente disimétrica y de dirección E-W que ha condicionado el glaciario cuaternario. Así, presenta frentes al sur, con fuerte pendientes, donde los glaciares fueron de pequeña extensión, y amplios dorsos fallados y cabalgados al norte, propicios para la erosión diferencial y el desarrollo de glaciares de lengua. En la línea divisoria, la estructura propició la diversidad litológica y morfológica de las cumbres y es la responsable de la pronunciada disimetría glaciario N-S de la Sierra de Cebolleda.

El modelado actual fue esculpido fundamentalmente por el glaciario pleistoceno, ampliamente estudiado (ALONSO *et al.*, 1982; CASTAÑÓN, 1989; ALONSO HERRERO, 1987, 2002; SERRANO *et al.*, 2015), con la existencia de once lenguas independientes (FIGURA 3) organizadas en valles glaciares de hasta 5 km de longitud y frentes localizados entre 1.010 m y 1.761 m, y una evolución compleja con tres fases principales diferenciadas (SERRANO *et al.*, 2015). Sus glaciares mostraban la disimetría de sus laderas, con glaciares alpinos bien desarrollados al norte y glaciares de circo al sur. En la actualidad la sierra se encuentra completamente deglaciada.

**Figura 3.** Fases glaciares pleistocenas en la sierra de Cebolleda.



- S-I máximo (1);
- S-II retroceso (2)
- S-IIIa finiglaciario (3)
- S-IIIb tardiglaciario (4).

FUENTE.: SERRANO *et al.*, 2015.

### III. METODOLOGÍA

El medio periglacial se ha estudiado mediante el inventario de formas y procesos periglaciares y la elaboración de una cartografía geomorfológica a escala 1:25.000 como herramienta esencial para el análisis y conocimiento de la distribución de los mismos. Para determinar la distribución altitudinal del medio periglacial se han estudiado los procesos más significativos e inventariado las principales formas criogénicas. El mapa geomorfológico de la Sierra de Cebolleda es abordado a partir de la metodología empleada en trabajos previos en Picos de Europa (GONZÁLEZ TRUEBA, 2007; GONZÁLEZ TRUEBA y SERRANO, 2010; GONZÁLEZ TRUEBA *et al.*, 2011, 2012). Se ha elaborado con las bases topográficas del Instituto Geográfico Nacional (Mapa Topográfico Nacional de España, E. 1/25.000. Hoja n° 80-II y 80-IV. Burón. 2002, I.G.N.) y del Parque Nacional de Picos de Europa, basándose en las leyendas de los sistemas cartográficos francés R.C.P. 77 y del Institute de Geographie Université de Lausanne-IGUL. A partir del mapa geomorfológico se ha extraído la información periglacial, y se ha completado con información fisiográfica, con una leyenda clasificada en función del sistema morfo-genético (FIGURA 4). A la cartografía, se ha añadido correlaciones morfoestratigráficas que permiten establecer edades relativas de las principales morfologías relictas que conforman el modelado.

### IV. MORFOLOGÍAS PERIGLACIARES RELICTAS

Entre las formas periglaciares relictas, heredadas de condiciones frías del pasado, destacan las laderas regularizadas con derrubios ordenados, taludes y conos de derrubios inactivos, los bloques aradores, y alojados en aquellos lugares topoclimáticamente más adecuados y en las mayores altitudes los glaciares rocosos. Todos ellos señalan unas condiciones ambientales frías en el pasado reciente, una vez desaparecidos los glaciares de los circos altos, y la presencia de permafrost de montaña. Siendo además las morfologías más representativas y mejor desarrolladas en la sierra.

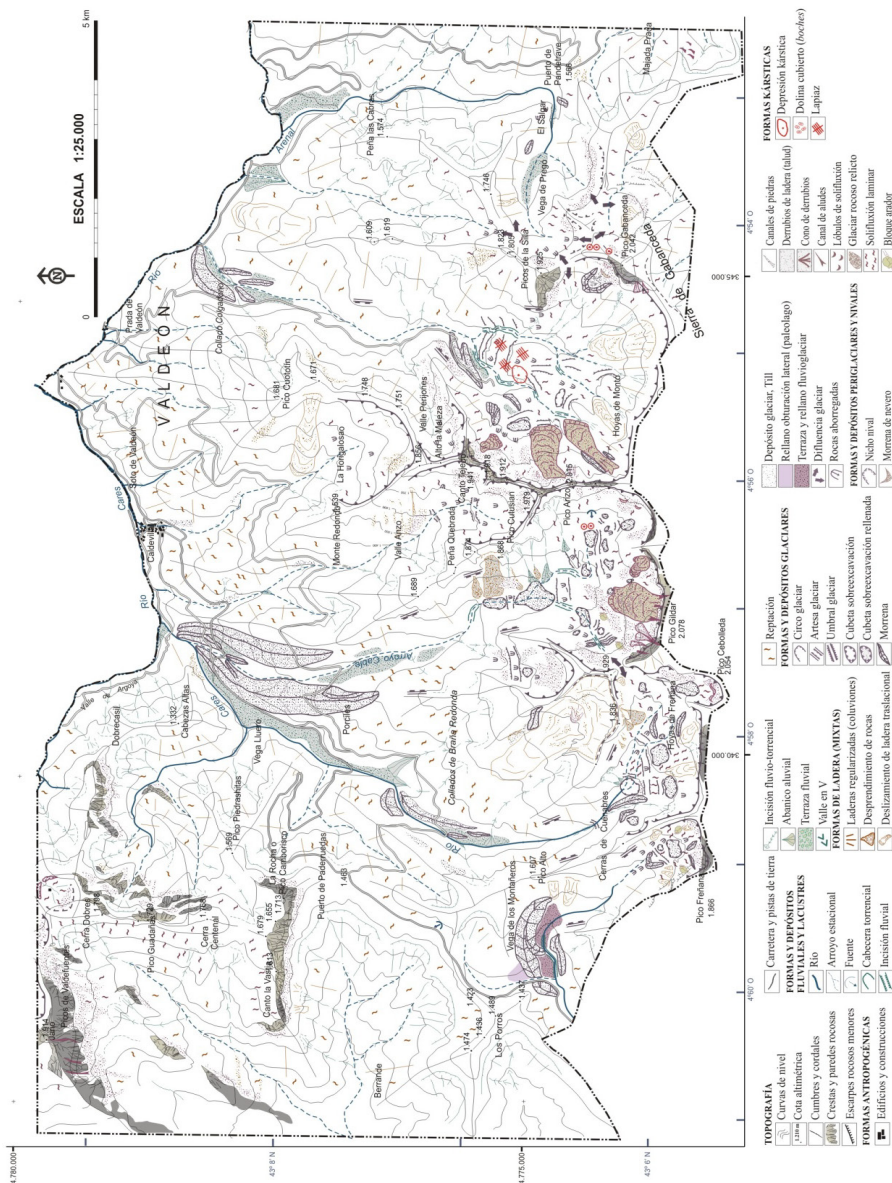
De entre estas morfologías periglaciares relictas destacan en la sierra de Cebolleda las siguientes:

- Laderas regularizadas: repartidas a lo largo de los tramos inferiores de buena parte de las laderas, por debajo de los 1.000 m, conectan los interfluvios con los fondos de valle. Hoy en día están completamente fosilizadas y colonizadas por la vegetación. Estos depósitos coluviales, por sus relaciones morfoestratigráficas, se atribuyen a tiempos coetáneos con la máxima expansión glacial pleistocena de la sierra. Frecuentes huellas de reptación de laderas relictas acompañan a la regularización periglacial de estos sectores inferiores de la sierra. Por encima de



los 1.500 m se hacen más frecuentes los derrubios gravitacionales derivados de la gelifracción de las paredes también inactivos y en buena medida tapizados igualmente por una cubierta vegetal.

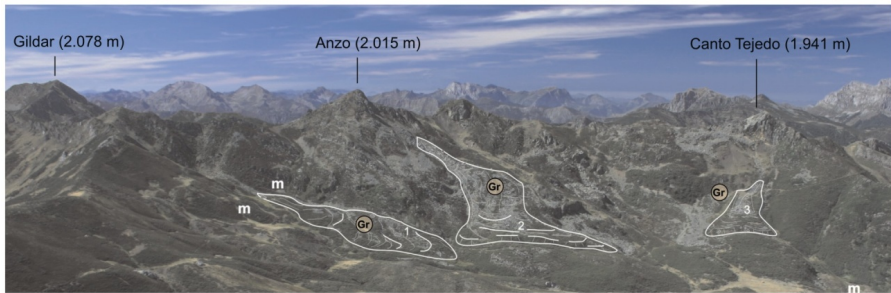
Figura 4. Mapa geomorfológico de la sierra de Cebolleda.



FUENTE.: GONZÁLEZ-TRUEBA et al., 2012.

- Taludes y conos de derrubios inactivos: repartidos también en los sectores inferiores de las laderas y el fondo de valle, constituyen formaciones de bloques con estructuras abiertas recubriendo las laderas. Presentan tapices parciales de cobertura vegetal lo que refleja su nula actividad actual.
- Bloques aradores: a cotas más elevadas, por encima de los 1.750 m, y de forma más diseminada y puntual, se reparten algunos bloques aradores. No se puede afirmar a día de hoy que se encuentren sometidos a dinámica criogénica alguna, pudiendo estar, sin embargo, asociados a la saturación por la fusión nival o a las precipitaciones de primavera y otoño. Análisis de los mismos en otros macizos muestran una actividad atenuada o casi nula del hielo en la actualidad para altitudes similares a las encontradas en la sierra de Cebolleda (SANTOS *et al.*, 2009; SANTOS, 2010; SERRANO *et al.*, 2016). Algunos ejemplos se encuentran al pie de las cumbres principales de la sierra como los existentes en las laderas septentrionales de Freñana o en el Gildar, en torno a los 1.800 m de altitud.

**Figura 5.** Glaciares rocosos de las Hoyas de Montó (Gr) sobre el circo de Gabanceda. (m) morrenas pleistocenas



FUENTE.: Elaboración de los autores.

- Glaciares rocosos: por encima de los 1.700 m las formas más representativas del modelado periglacial heredado en la sierra de Cebolleda las constituyen los glaciares rocosos. Alojados en sectores topoclimáticamente favorables, se han distinguido en las laderas septentrionales, cinco glaciares rocosos relictos (PELLITERO *et al.*, 2011; SERRANO *et al.*, 2015). Tres en las Hoyas de Montó, en el circo de Gabanceda, y otros dos en el circo contiguo del Gildar (FIGURA 9) bajo el pico homónimo. Son en todos los casos glaciares rocosos de cierta entidad con cabeceras hasta los 1.920 m, caso del glaciar rocoso de Verdes de Cable,

y frentes que alcanzan los 1.590 m, caso del glaciar rocoso Montó 2. Sus dimensiones oscilan entre los 130 y 650 m de longitud y los 90 y 420 m de ancho (CUADRO 1) (FIGURAS 5 y 6).

**Cuadro 1.** *Glaciares rocosos relictos de la Sierra de Cebolleda*

Nombre	Altitud (m)		Long.(m)	Anchura(m)	Orientación
	Frente	Raíz			
Montó 1	1.680	1.800	505	162	NE
Montó 2	1.590	1.850	750	300	NE
Montó 3	1.690	1.740	135	90	SE
Horcada Cable	1.690	1.890	650	420	N
Verdes de Cable	1.820	1.920	290	156	NW

FUENTE.: Elaboración de los autores.

**Figura 6.** *Glaciares rocosos relictos en el circo norte del Gildar (Gr), taludes de derrubios (t), canales de aludes (ca), y soliflucción laminar (sl). A cotas inferiores, laderas regularizadas (lr).*



FUENTE.: Elaboración de los autores.

## V. MORFOLOGÍAS PERIGLACIARES ACTIVAS

### V.1. Formas y procesos activos

Los procesos actuales asociados a la presencia de hielo en el suelo son la reptación y la soliflucción (laminar y en lóbulos). Las formas activas más dinámicas se asocian al manto nival, con nichos de nivación heredados pero todavía funcionales, morrenas de nevero, canales de aludes que redistribuyen el manto nival y procesos asociados a la fusión nival y saturación de los coluviones, lo que permite definir los sectores más altos como un ambiente nivo-periglacial. Junto a la nivación, existen taludes y conos de derrubios activos

que señalan una moderada actividad crioclástica sobre las paredes de las cumbres más elevadas. Pero en general la actividad periglaciaria actual es muy moderada o nula y son la nivación, la gelifracción y la gravedad los mecanismos que caracterizan el periglaciario actual (CUADRO 2) de la alta montaña de este sector de la divisoria.

**Cuadro 2.** Características de las principales formas periglaciares

<i>Formas</i>	<i>Altitud máxima (m)</i>	<i>Altitud mínima (m)</i>	<i>Orientación</i>	<i>Materiales</i>
Nichos de nivación	1.990	1.980	N, NW	Cuarcitas
Morrenas de nevero	1.980	1.970	N, NW, W	Cuarcitas
Soliflucción	1.820	1.400	N, E, W	Cuarcitas
Bloques aradores	1.800	1.730	N	Cuarcitas
Glaciares rocosos	1.900	1.750	N, NE, NW, SE	Cuarcitas

FUENTE.: Elaboración de los autores.

- Soliflucción laminar y lóbulos: hasta cotas de 1.400 m se aprecian morfologías de soliflucción tanto laminar como en lóbulos que denotan procesos de reptación y soliflucción. Se distribuyen desde los ~700 m de altitud, hasta las cumbres, pudiendo responder a diferentes procesos y mecanismos, no siempre asociados al hielo. Asociado a procesos solifluidales, a día de hoy, los bloques aradores pueden mantener cierta dinámica por la saturación de agua derivada de las precipitaciones y la fusión del manto nival y de los ciclos de hielo-deshielo de primavera y otoño. Aunque en conjunto y a pesar de la buena conservación morfológica de las formas, no se puede descartar que estas morfologías sean heredadas de periodos pasados muy recientes.
- Terracillas de soliflucción: en las porciones más altas, en las crestas y laderas de los circos, por encima de los 1.900 metros principalmente se extienden las terracillas, denotando una activa geliflucción a favor de las zonas venteadas y las fuertes pendientes con neveros que aportan agua durante la primavera (FIGURA 7).
- - Formas nivales: los nichos de nivación, heredados pero todavía con funcionalidad, las morrenas de nevero y los canales de aludes (FIGURA 8), constituyen las morfologías periglaciares más dinámicas en la actualidad, asociadas a los procesos de fusión nival y a la saturación de coluviones y formaciones superficiales. Por encima de los 1.800-1.900 m los canales de aludes tienen un importante papel como redistribuidores del manto nival que prolongan puntualmente la acción nival al pie de paredes y en los circos altos. Ejemplos nítidos de ello se encuentran en los circos septentrionales de las cumbres más elevadas de la sierra

(Gabanceda, Pico Cebolleda y Gildar). Denotan las condiciones climáticas atlánticas que caracterizan a esta sierra con precipitaciones por encima de los 1200 mm a<sup>-1</sup> y producto de una bien representada dinámica nival derivada de la sobreacumulación de nieve, con espesores de nieve de ~10-190 cm (ALLENDE, 2008).

**Figura 7.** Terracillas de solifluxión de las laderas superiores de la sierra de Cebolleda, ~ 1850 m de altitud.



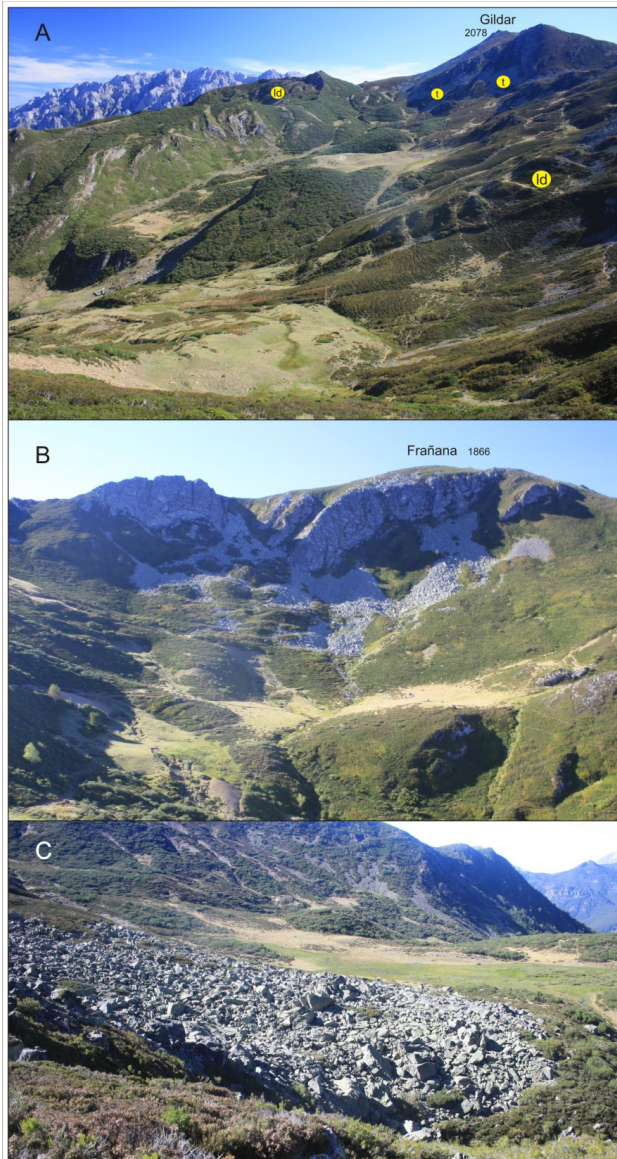
FUENTE.: Elaboración de los autores.

**Figura 8.** Morfologías nivoperiglaciares en el circo norte del Cebolleda: morrenas de nevero (nv) con taludes de derrubios (t) en las zonas más elevadas. En la cabecera del valle arcos morrénicos (m) y solifluxión laminar (sl).



FUENTE.: Elaboración de los autores.

**Figura 9.** A. Circo de Cebollada, orientado al norte, con laderas de deslizamiento postglaciares (ld) y taludes y conos de derrubios (t) bajo las crestas cuarcíticas del pico Gildar. B, Crestas de Frañana, taludes de derrubios bajo los escarpes cuarcíticos orientados al norte. C, Frente del glaciar rocoso relicto de la Horcada Cable, a 1.690 m de altitud en el circo glaciar homónimo.



FUENTE.: Elaboración de los autores.

- Taludes y conos de derrubios activos: asociados a una moderada crioclastia en torno a las paredes fracturadas de cuarcitas más elevadas y con un grado de actividad mucho mayor que en el mantenido por este mismo tipo de morfologías por debajo de los 1.500 m. Los taludes de derrubios son una de las formas más comunes de las montañas y el más representativo de la alta montaña templada con dinámica periglacial. Los taludes y conos de derrubios en la alta montaña están relacionados con ambientes paraglaciales, que favorecen la inestabilidad e implica elevadas tasas de erosión y transferencia de sedimentos, determinados por la deglaciación y por la relajación derivada de la liberación de la tensión de hielo en los circos y paredes, de modo que se desarrolla una fase de caída de rocas y desprendimientos posterior a la deglaciación (BALLANTYNE, 2002). Tras esta fase, que en la sierra de Cebolleda está acompañada también de deslizamientos de ladera en los circos (FIGURA 9A), son los procesos de crioclastia y nivación los que mantienen activos, hasta la actualidad, los taludes y conos de derrubios (FIGURA 8, 9A y 9B). En la Montaña Cantábrica estas formas son funcionales o semi-funcionales, dependiendo de su distribución altimétrica y se distribuyen entre 1200 y 2600 m (SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ TRUEBA, 2007; PELLITERO, 2012). De modo que los situados a más de 2000 m son dominantes y completamente activos, como sucede en la sierra de Cebolleda.

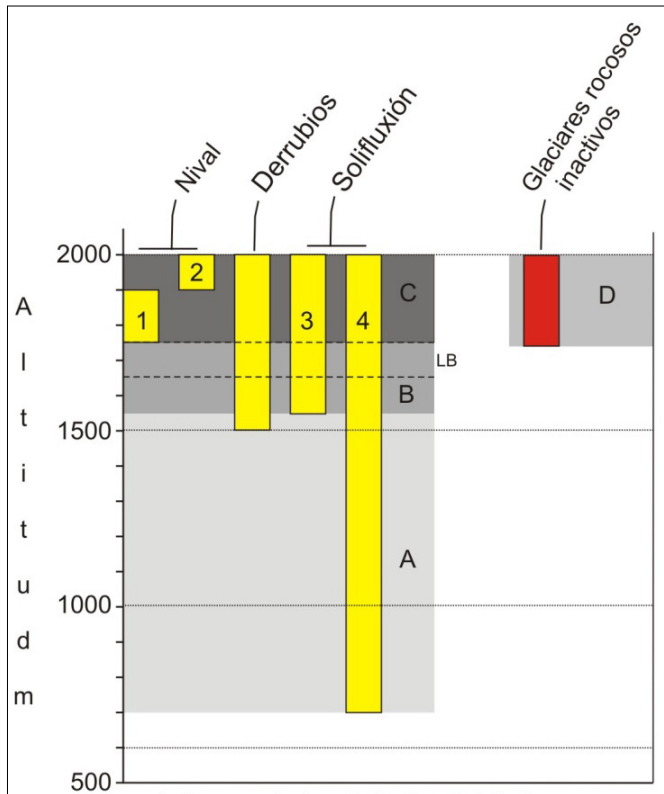
## V.2. Distribución altitudinal de formas y ambientes periglaciares

Las formas asociadas a procesos periglaciares de la sierra de Cebolleda se distribuyen altitudinalmente en sectores bien definidos (FIGURA 10). Aunque se genera una transición paulatina, y no existen unas condiciones netas, se pueden diferenciar tres pisos con condiciones geomorfológicas asociadas a la nieve y el hielo en el suelo.

Por encima de 700 m de altitud existe un amplio piso donde únicamente se desarrollan la solifluxión y procesos de tipo pipkrake en invierno. Se sitúa por debajo del límite del bosque, localizado entre 1.650-1.700 metros al norte, donde el hayedo ocupa amplias porciones de las laderas, y a 1.700-1.750 al sur, donde existen bosques menos extensos por la más intensa ocupación humana en el sistema tradicional. Permanece la mayor parte del año libre de nieve y domina la solifluxión laminar, alimentada por las aguas de fusión nival y las precipitaciones que aportan agua durante todo el año. Los procesos solifluidales están también favorecidos por la deforestación y la presencia de praderas de origen antrópico. Las temperaturas medias anuales en los macizos próximos se sitúan en torno a 12-9°C (ALLENDE, 2008), lo que favorece el desarrollo de vegetación y plantas leñosas, limitando la acción de la helada.

Se trata del piso subnival, donde se generan procesos ligados al frío, pero no son los determinantes en la dinámica geomorfológica ni en el modelado. En Picos de Europa no existe hielo en el suelo a estas altitudes, si bien la nivación y solifluxión son también los procesos dominantes (PISABARRO *et al.*, 2015).

**Figura 10.** Distribución altitudinal de las formas periglaciares en la sierra de Cebolleda. A, piso subnival. B, piso infraperiglaciario. C, piso nivoperiglaciario. D, área altitudinal con permafrost de montaña en el Finipleistoceno. 1, formas nivales. 2, aludes. 3, lóbulos. 4, solifluxión laminar. LB, límite del bosque.



FUENTE.: Elaboración de los autores.

Desde los 1.500-1.550 m de altitud hasta los ~1.750 m, a la solifluxión laminar se suma la presencia de derrubios de gravedad y lóbulos de solifluxión. En este piso están presentes la crioclastia sobre escarpes y paredes, los procesos de hielo-deshielo en el suelo y la gelifluxión en las laderas más pronunciadas. El manto nival está presente varios meses en orientaciones septentrio-



nales lo que favorece la soliflucción y los procesos nivales, si bien el periglaciario es muy moderado. Al igual que en el piso anterior, la intervención humana ha implicado la existencia de praderas, que son dominantes, lo que favorece la presencia de hielo y de procesos nivales. En los macizos circundantes se han establecido temperaturas medias anuales en torno a 7-8°C (ALLENDE, 2008), que posibilitan la acción de la helada, si bien los registros térmicos de suelos en Picos de Europa, no señalan ciclos de hielo-deshielo y la nivación y la soliflucción continúan siendo los procesos dominantes (PISABARRO *et al.*, 2015).

Por encima de 1.750 m de altitud a las formas descritas previamente se suman las nivales, nichos, enlosados, morrenas de nevero y canales de aludes. La nieve perdura entre 3 y 4 meses al año y los procesos nivales son dominantes. Este piso altitudinal comprende el interior de los circos, las laderas y las cumbres, ya por encima de 2.000 m, donde las condiciones topoclimáticas son muy diversas, con variadas pendientes, orientaciones, formaciones superficiales y disponibilidad hídrica que soportan los procesos nivales. Si en los macizos circundantes hay unas temperaturas medias anuales del aire <6°C a partir de los 2.000 m (ALLENDE, 2008), los registros térmicos en el suelo señalan la presencia de suelos helados estacionales en Picos de Europa a partir de 1.850 m, donde la gelifración y la nivación son dominantes. En este macizo, a sólo 7 km al N y NE, se registran tan sólo entre 7 y 8 días de helada en el suelo entre 1.800 y 2.000 m (PISABARRO *et al.*, 2015). SANTOS *et al.* (2009) señalan que por encima de los 2000 m se generan entre 10 y 40 ciclos de hielo-deshielo, con penetraciones de la helada de 40 cm, e incluso estimadas para lugares favorables en 50-100 cm. Este constituye el piso nivoperiglaciario, con un periglaciario efectivo, por correlación con lo sucedido en los macizos cantábricos próximos, a partir de los 2.000 m, lo que supone que sólo en las cumbres y crestas, o en las porciones más elevadas de las laderas, en los últimos 100 m, el periglaciario es eficaz en la sierra de Cebolleda y en las sierras de la divisoria que poseen altitudes similares (sierras de Solvorón, Peña Sagra, Peña Labra, Orpiñas, Hormas o Mampodre).

Realmente, no existe un piso periglaciario s.s. en la sierra de Cebolleda, relacionado con TMAA ~0°C, pues su escasa altitud, <2.078 m., no favorece el enfriamiento de la atmósfera, y la fuerte innivación con una larga duración del manto nival protege térmicamente al sustrato y las formaciones superficiales. Se trata de un ambiente nival con procesos crionivales moderados y sólo son dominantes en los últimos 250-300 metros, en paredes de circos y zonas somitales con fuerte pendiente.

## VI. CONCLUSIONES

Las formas periglaciares existentes en la sierra de Cebolleda se asocian a cuatro procesos principales: la gelifracción y gravedad, la gelifluxión, la solifluxión y la nivación. Se pueden diferenciar dos tipos dinámicos, las formas activas y las relictas, éstas heredadas de periodos más fríos anteriores, tanto de periodos glaciares pleistocenos, como de fases postglaciares, con los circos libres de hielo glaciar, y del Holoceno.

De ellas, las heredadas son las formas más desarrolladas y representadas en la sierra. En todas las laderas y hasta el fondo del valle de Valdeón, por debajo de los 1.000 m, las laderas muestran una regularización general que genera formas rectilíneas y depósitos coluvionares. A cotas más altas se alojan derrubios de ladera inactivos que se extienden desde los 1.500 m.

Las formas activas se acantonan en las porciones más altas de la Sierra, por encima de los 1.500-1.550 m. A partir de esta cota existen conos y taludes de derrubios activos, acumulados en canales y al pie de paredes por la acción del hielo-deshielo sobre las paredes cuarcíticas y por la gravedad. Estas formas, en las zonas más elevadas, se generan favorecidas por la intensa fracturación y la litología cuarcítica, que aporta principalmente grandes bloques a los taludes y conos. Los procesos solifluidales, representados como lóbulos de solifluxión y solifluxión laminar se asocian principalmente a la elevada disponibilidad hídrica de esta montaña atlántica de transición, a la fusión nival que aporta agua hasta bien entrado el verano, y a los moderados ciclos de hielo-deshielo otoñales y primaverales, que soportan movimientos puntuales como los de los bloques aradores. Las terracillas, lóbulos de solifluxión y bloques aradores asociados a esta dinámica son activos desde 1.450-1.500 m, si bien no es descartable que a pesar de la buena conservación de las formas y su posible actividad puntual, sean procesos hoy prácticamente inactivos heredados de periodos muy recientes. Las formas nivales se alojan a mayor altitud, siempre por encima de 1.800 m y en laderas o bajo paredes orientadas al norte. Estas formas de nivación están representadas por pequeños nichos de nivación y morrenas de nevero al pie de las laderas y paredes, y las cumbres más elevadas de la Sierra (Cebolleda, Montó y Gabanceda). Su presencia denota una actividad nival derivada de la sobreacumulación de nieve y su fusión tardía, propio de una montaña atlántica con unas precipitaciones mayores de 1.200 mm a<sup>-1</sup>. En las paredes son características también los canales de aludes que sobrealimentan de nieve a las porciones más bajas.

Si las formas periglaciares de distinto tipo se extienden desde el valle hasta las cumbres, las formas mejor conservadas sólo se localizan a partir de los 1.450-1.500 m, y señalan la existencia de un piso periglaciar muy marginal y donde los procesos de hielo-deshielo y la nivación muestran actividad actual,

aunque moderada. Sólo a partir de los 1.700 m, para las pedreras activas, y los 1.800 m para la nivación, los procesos son más eficaces y entre 2.000-2.070 m existe un ambiente morfogenético ligado al hielo (ciclos de hielo-deshielo, posibles suelos helados estacionales a favor de condiciones topoclimáticas, penetración de la helada) y a la nieve, que hemos definido como nivoperiglaciario. En todo el conjunto se aprecia una disimetría N-S de los procesos y formas criogénicas, tanto heredados como actuales, como consecuencia de la disposición morfoestructural de la Sierra y el intenso contraste climático entre las laderas septentrionales y meridionales.

## BIBLIOGRAFÍA

- ALLENDE, F. (2008): «Una aproximación a la caracterización climática de un sector de la montaña central cantábrica». *Estudios Geográficos*, nº 265, 357-383.
- ALONSO HERRERO, E. (1987): «Huellas del glacialismo cuaternario en las cabeceras del río Esla. Vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León)». *Cuaternario y Geomorfología*, nº 1, 45-59.
- ALONSO HERRERO, E. (2002): «El glacialismo en las cuencas altas de los ríos Esla y Porma» en *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas* (REDONDO J.M, GÓMEZ, A.; GONZÁLEZ, R.B. y CARRERA, P., eds.). León, Universidad de León, 235-248.
- ALONSO, F.; ARENILLAS, M. y SÁENZ, C. (1982): «La morfología glaciar en las Montañas de Castilla La Vieja y León», en *I Congreso de Geografía de Castilla-León*. Burgos, Consejo General de Castilla y León, 23-41.
- ALONSO, V., (1989): «Glaciares rocosos fósiles en el área Degaña-Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica)». *Cuaternario y Geomorfología*, nº 3 (1-4), 9-15.
- BALLANTYNE, C.K. (2002): «A general model of paraglacial landscape response». *The Holocene*, nº12 (3), 371-376.
- BROSCHÉ, K.U. (1978): «Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica». *Estudios Geográficos*, nº 151, 131-161.
- BROUWER, A. (1964): «Deux facies dans le Devonien des Montagnes Cantabriques meridionales». *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*, nº 10, 1-10.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J.C. y FROCHOSO SÁNCHEZ, M. (1994): «El periglacialismo de la Cordillera Cantábrica» en *Periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares* (A. GÓMEZ ORTIZ, M. SIMÓN TORRES y F. SALVADOR FRANCH, Eds.). Granada, SEG-Universidad de Granada y Servei de Gestió i Evolució del Paisatge UB, 75-91.
- CASTAÑÓN, J. C. (1989): *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del macizo asturiano*. Tesis Doctoral, Oviedo, Universidad de Oviedo.
- CLARK, R. (1981): «Cold Climate Features of the Cordillera Cantábrica, Northern Spain». *Bulletin Peryglaciario*, nº 28, 5-13.

- FRANKENFELD, H. (1983): «El manto de Montó-Arauz: interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NW de España)». *Trabajos de Geología*, nº 13, 37-47.
- FRENCH, H. (2007): *The periglacial environment*. Chichester, Wiley.
- GARCÍA DE CELIS, A. (1991): «Los glaciares rocosos de la Sierra del Suspirón (León)». *Polígonos*, nº 1, 9-20.
- GARCÍA DE CELIS, A. (2002): «Formas periglaciares relictas en la Sierra de Suspirón (Cordillera Cantábrica, León): campos de bloques» en *Periglaciario en montaña y altas latitudes* (E. Serrano y A. García de Celis, Eds.). Valladolid, Universidad de Valladolid, 37-52.
- GÓMEZ LENDE, M. (2015): *Cuevas heladas en Picos de Europa. Climas, morfologías y dinámicas*. Tesis Doctoral. Valladolid, Universidad de Valladolid.
- GÓMEZ VILLAR, A.; GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B.; REDONDO VEGA, J.M. y SANTOS GONZÁLEZ, J. (2011): «Distribución de glaciares rocosos relictos en la Cordillera Cantábrica». *Cuadernos de Investigación Geográfica*, nº 37(2), 49-80.
- GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B. (2002): *El relieve de los valles del Torio y Curureño (Montaña Cantábrica Leonesa)*. León, Universidad de León.
- GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2007a): *Geomorfología del macizo central del parque nacional de los Picos de Europa*. Madrid, OAPN/Ministerio de Medio Ambiente.
- GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2007b): *El paisaje natural del Macizo Central de los Picos de Europa: Geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica*. Santander, CIMA-Medio Ambiente de Cantabria.
- GONZÁLEZ TRUEBA, J. J. Y SERRANO, E. (2010): *Geomorfología del Macizo Oriental del Parque Nacional Picos de Europa*. Madrid, OAPN-Ministerio de Medio Ambiente.
- GONZÁLEZ TRUEBA, J. J.; GÓMEZ LENDE, M.; GONZÁLEZ GARCÍA, M. y SERRANO, E. (2012): *Mapa Geomorfológico de la Orla Sur del Parque Nacional de los Picos de Europa*. Madrid, OAPN/Ministerio de Medio Ambiente (inédito).
- GONZÁLEZ TRUEBA, J. J.; SERRANO, E.; GONZÁLEZ GARCÍA, M.; GÓMEZ LENDE, M. y RUIZ, J. (2011): *Geomorfología del Macizo Occidental del Parque Nacional Picos de Europa*. Madrid, OAPN-Ministerio de Medio Ambiente.
- JULIVERT, M. (1971): «Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain». *American Journal of Science*, nº 270, 1-29.
- MARQUÍNEZ, J. y MARCOS, A. (1984): «La estructura de la unidad del Gildar-Montó (Cordillera Cantábrica)». *Trabajos de Geología*, nº 14, 53-64.
- PELLITERO, R. (2012): *Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el Macizo de Fuentes Carrionas-Montaña Palentina*. Tesis Doctoral. Valladolid, Universidad de Valladolid.
- PELLITERO, R.; SERRANO, E. y GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2011): «Glaciares rocosos del sector central de la Montaña Cantábrica: indicadores paleoambientales». *Cuadernos de Investigación Geográfica*, nº 37, 119-144.
- PISABARRO, A. (2013): *Régimen térmico de suelos y geomorfología de alta montaña en el Macizo Central de Picos de Europa*. Repositorio trabajos fin de grado, Universidad de Valladolid.

- PISABARRO, A.; SERRANO, E. y GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2015): «Régimen térmico de suelos del Macizo Central de Picos de Europa (España)». *Pirineos. Revista de Ecología de Montaña*, 170, doi: <http://dx.doi.org/10.3989/Pirineos.2015.170003>
- REDONDO VEGA, J.M.; GÓMEZ VILLAR, A. y 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*, nº 30, 35-60.
- REDONDO, J.M.; GÓMEZ VILLAR, A.; GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B. y SANTOS, J. (2010): *Los glaciares rocosos de la Cordillera Cantábrica*. León, Universidad de León.
- SANTOS-GONZÁLEZ, J.; GONZÁLEZ-GUTIÉRREZ, R.B.; GÓMEZ-VILLAR, A. y REDONDO-VEGA, J.M. (2009): «Ground thermal regime in the vicinity of relict rock glaciers (Cantabrian Mountains, NW Spain)» *Finisterra*, nº 44 (87), 35-44.
- SANTOS, J. (2010): *Glaciario y periglaciario en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)*. Tesis Doctoral. León, Universidad de León.
- SERRANO CAÑADAS, E. y GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. (2004): «Morfodinámica periglaciario en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa -Cantabria-)». *Cuaternario y Geomorfología*, nº 18 (3-4), 73-88.
- SERRANO, E.; GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. y GONZÁLEZ-GARCÍA, M. (2012): «Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe)». *Quaternary Research*, nº 78, 303-314.
- SERRANO, E.; GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J.; PELLITERO, R.; GONZÁLEZ-GARCÍA, M. y GÓMEZ LENDE, M. (2013): «Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain)». *Geomorphology*, nº 196, 65-82.
- SERRANO, E.; GÓMEZ LENDE, M.; GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. y GONZÁLEZ-GARCÍA, M. (2015): «Glaciario en la divisoria cantábrica: La evolución del glaciario Cuaternario en la Sierra de Cebolleda (León)». *Estudios Geográficos*, nº 76 (278), 335-367.
- SERRANO, E.; SANJOSÉ BLASCO, J.J.; GÓMEZ LENDE, M. y PISABARRO, A. (2016): «Criosfera y cambio global: control de procesos geomorfológicos como geoindicadores de cambio ambiental (P.N. Picos de Europa)» en *Monografía sobre investigación en la Red de Parques Nacionales: 2012-2015* (J. Amengual, ed.). Madrid, OAPN-Ministerio de Medio Ambiente, en prensa.