

## *Formas periglaciares y nivoperiglaciares en la Sierra del Aramo (Macizo Central Asturiano)*

### RESUMEN

Se analizan las formas originadas a partir de procesos periglaciares y nivoperiglaciares en la Sierra del Aramo, que configura una alineación montañosa calcárea de media altitud en el Macizo Central Asturiano. Dichas formas son en su mayor parte heredadas de condiciones climáticas pasadas más frías y de procesos mixtos actuales en los que intervienen la nieve, la disolución kárstica y la dinámica de laderas. La metodología ha consistido en el trabajo de campo, el análisis estratigráfico de los depósitos, la fotointerpretación de imágenes aéreas y la realización de una cartografía de detalle, a fin de alcanzar un mejor conocimiento de este tipo de procesos y formas en espacios de media montaña. Como resultado se han identificado derrubios estratificados, laderas regularizadas por erosión, formas nivokársticas (pozos nivales, nichos de nivación) y canales y depósitos de aludes, que contribuyen a completar el inventario de las formas ligadas a procesos fríos, así como a evaluar en su justa medida la envergadura del periglaciario en este sector.

### RÉSUMÉ

*Formes périglaciares et nivo-périglaciares dans la Sierra del Aramo (massif central asturien). Les reliefs issus de processus périglaciaires et nivo-périglaciaires dans la Sierra del Aramo, un alignement calcaire montagneux d'altitude moyenne dans le Massif Central des Asturies, sont ici analysés. Ces morphologies sont héritées principalement des conditions climatiques plus froides passées et des processus mixtes actuels impliquant la neige, la dissolution du karst et la dynamique des pentes. La méthodologie consistait à réaliser un travail de terrain, une analyse stratigraphique des gisements, une photointerprétation d'images aériennes et la réalisation d'une cartographie détaillée permettant de mieux connaître ce type de processus et de formes dans la*

### I. INTRODUCCIÓN

Los estudios de las formas y procesos periglaciares pasados son de gran relevancia para la reconstrucción paleoclimática, los análisis de paisaje y usos de suelo y, por supuesto, para el desarrollo del conocimiento geomorfológico (MARTÍNEZ DE PISÓN, 1994; PEÑA MONNÉ, 1998; GÓMEZ ORTIZ y otros, 2001). En este sentido, la península Ibérica presenta un gran repertorio de mani-

festaciones de origen periglaciario, heredadas y actuales, que se reparten por buena parte de su territorio, si bien, su importancia y extensión se incrementan con la altitud (GONZÁLEZ MARTÍN, 1984 y 1986; GONZÁLEZ MARTÍN Y PELLICER, 1988; GÓMEZ ORTIZ y otros, 2001). En consonancia con la trascendencia de dicha impronta periglaciaria, en los últimos decenios se ha producido un incremento notable de las investigaciones sobre los procesos de clima frío (GÓMEZ ORTIZ y otros, 2001; SERRANO,

moyenne montagne atlantique. En conséquence, des éboulis stratifiés, des pentes à érosion contrôlée, des formes nivo-karstiques (dolines et niches nivo-karstiques) et des chenaux et gisements d'avalanches de neige ont été identifiés, ce qui contribue à compléter l'inventaire des reliefs liés aux processus froids, et d'évaluer l'étendue du périglaciaire dans ce secteur.

### ABSTRACT

*Periglacial and nivo-periglacial landforms in the Sierra del Aramo (asturian central massif). Periglacial and nivo-periglacial landforms, deposits and processes are analyzed in the Sierra del Aramo, a calcareous mountainous alignment of medium altitude located in the asturian central massif. These morphologies are inherited mostly from colder past climatic conditions and current mixed processes involving snow, karst dissolution and slope dynamics. The methodology consisted of fieldwork, stratigraphic analysis of deposits, photointerpretation of aerial images and the realization of a detailed cartography, to achieve a better knowledge of this type of processes and forms in the atlantic mid-mountain domain. As a result, stratified screes, erosion-regulated slopes, nivo-karstic forms (nivo-karst dolines and niches) and snow avalanche paths and deposits have been identified, which contribute to complete the inventory of landforms linked to cold processes, as well as to evaluate in its just measure, the extent of periglaciario in this sector.*

### PALABRAS CLAVE/MOTS CLÉ/KEYWORDS

Periglaciario, procesos nivales, montaña media, Macizo Central Asturiano.  
Périglaciaire, processus nivaux, moyenne montagne, Massif Central Asturien.  
Periglaciario, nival processes, mid-mountain, Asturian Central Massif.

2016; MARCO y otros, 2018), así como un esfuerzo considerable por recopilar y contextualizar tales geofomas en el ámbito espacial y temporal (OLIVA y otros, 2016).

En la Cordillera Cantábrica, el análisis de las formas y procesos periglaciares también ha experimentado un notable crecimiento en las últimas décadas y ha permitido reconstruir la extensión de las manifestaciones periglaciares, que abarcan desde los ámbitos montañosos que no fueron ocupados por los hielos würmienses hasta el veril de la costa (LLOPIS LLADÓ, 1955; CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1994), donde persisten formas y depósitos relictos en acantilados a escasos metros por encima e incluso por debajo del nivel del mar (MARY, 1983). De hecho, durante el último periodo glacial pleistoceno se dieron unas condiciones tan frías que permitieron que el permafrost se extendiera desde los 2.600 hasta los 900 m de altitud (PELLITERO y otros, 2011; SERRANO y otros, 2015). Sin embargo, los trabajos sobre el periglaciario en las zonas de media montaña (con altitudes comprendidas entre los 1.000 y 1.800 m) de la Cordillera Cantábrica son escasos. En el sector de los Montes Vascos han sido estudiados los depósitos de derrubios estratificados del Alluitz en la sierra de Amboto (HAZERA, 1968), los *groizes litées* cementados del Aitzorri (LATASA y UGARTE, 1990), así como las morrenas de *nevé* en el monte Gorbea y en Aralar (UGARTE, 1992). En la montaña cántabra, Hazera (1968 y 1980) señala los efectos de la crioclastia en la regularización de las vertientes por erosión y acumulación en el macizo de Candina y en la sierra de Ramales. Por su parte, Mugnier (1969) relaciona con períodos fríos algunos depósitos en la comarca de Asón: se trata de brechas crioclasticas y otros depósitos en los que se suceden estratos de gravas angulosas, grandes bloques de hundimiento y restos de fauna pleistocena (CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1994). También en el vecino Macizo Gallego han sido descritos y explicados depósitos periglaciares estratificados en laderas de media altitud (PÉREZ-ALBERTI, 1979 y 1988; GUITIÁN-RIVERA y PÉREZ-ALBERTI, 1992; PÉREZ-ALBERTI y RODRÍGUEZ-GUITIÁN, 1993; VALCÁRCEL, 1998; PÉREZ-ALBERTI y VALCÁRCEL, 2000) e incluso otras formas de origen periglaciario en la costa originadas en las últimas etapas frías del Pleistoceno (ASENSIO AMOR, 1971), así como procesos de nivación en el Holoceno temprano (VALCÁRCEL, 1998). Por último, se han realizado numerosos y significativos estudios sobre el periglaciario en la montaña leonesa destacando, entre otros, los efectuados por Santos (2010) en el Alto Sil, en el que analiza a media altitud los procesos de nivación y los depósitos estratificados y algunos glaciares rocosos; así como Redondo y

otros (2004) en la sierra de Gistredo-Catoute, en la que señalan una presencia relativamente importante de glaciares rocosos, comprendidos entre los 1.400 y 1.800 m.

No obstante, a pesar del avance en el conocimiento sobre estos fenómenos ligados al frío würmiense o anterior en regiones cercanas como la gallega, así como en las zonas más elevadas del Macizo Asturiano, su incidencia en los espacios de media montaña es todavía desconocida con precisión debido a las escasas investigaciones efectuadas. La razón tal vez estribe en que es más sencillo identificar formas y procesos actuales o subactuales periglaciares en las cumbres de la alta montaña que en zonas que se encuentran muy por debajo de la isoterma de 0°. Entre las investigaciones llevadas a cabo en ámbitos de media montaña, cabe destacar el trabajo que Castañón (1986) abordó precisamente en la Sierra del Aramo, estudiando las formas de génesis nival y periglaciario a una altitud comprendida entre los 900 y los 350 m. En efecto, sobre el pueblo de Villamejín (Proaza) este autor identifica y analiza un nicho de nivación, una morrena de nevero, dos coladas de bloques y varias canales de aludes. Más tarde, en su tesis doctoral (CASTAÑÓN, 1989), confirma también la presencia de pozos y nichos nivales en la superficie cacuminal del Aramo. De la misma época es el trabajo de Sáez y Gómez de Benito (1988) sobre la evolución morfológica del monte Suevo (1.160 m s.n.m.), en el que señalan la importancia, durante las fases frías del Cuaternario, de los procesos erosivos nivales en las zonas de umbría, y de mecanismos de fragmentación o crioclastia en las solanas. En el suroccidente asturiano Alonso (1989) analiza en Degaña, por debajo de 1.800 m de altitud, los glaciares rocosos fósiles de El Miro, La Granda, La Gubia y Los Oiros que atribuye a las fases frías del Tardiglaciario, identificando además campos de bloques, nichos de nivación y morrenas de nevero. Con posterioridad, Álvarez (1997) constata en Peña Mea (1.558 m s.n.m.) la eficacia de los procesos periglaciares durante las etapas frías del Pleistoceno: por un lado, la movilización mediante solifluxión de la cubierta alterítica formada en las cuarcitas y, de otro, la formación de derrubios por gelifracción en los materiales calcáreos. Por su parte, Rodríguez Pérez (1998 y 2012) identifica en las laderas de la vecina sierra de Sobía (de rasgos similares al Aramo y con techo en 1.778 m) gelifractos calcáreos ordenados en lechos y data su formación en el Würm antiguo. Dicha autora ha analizado también la evolución geomorfológica de otros espacios de media montaña en Asturias como las sierras de Porcabezas y de Santa Cristina, corroborando la existencia de formas y formaciones ligadas a una dinámica periglaciario pasada (RODRÍGUEZ

PÉREZ, 2011). También Ruiz (2006) menciona en Praón, en la confluencia del arroyo homónimo con el río Cares, depósitos estratificados y cementados a 200 m s.n.m., así como formas poligénicas en la sierra de Juan Robre y Jana (Jorcau del Cuernu, 976 m s.n.m.) en las que participó en su génesis la gelifración pleistocena. Por último, Poblete y otros (2016) señalan la presencia de *grèzes littées* tapizando la ladera meridional de Peñas del Hombre a una altitud de 820 m en la localidad de Cuevas (Aller).

Sin embargo, el estado actual de los conocimientos sobre las manifestaciones periglaciares, en especial, sobre los procesos fríos en las montañas medias, no permiten evaluar con precisión la capacidad modeladora del frío durante el Cuaternario en estas áreas. En este sentido, el objetivo de este trabajo es identificar y analizar las formas de origen periglacial y los procesos nivales en la Sierra del Aramo y sus estribaciones, con el fin de contribuir a la comprensión de estos fenómenos morfo-dinámicos fríos en la Cordillera Cantábrica, así como su relación con otros procesos de modelado.

## II. ÁREA DE ESTUDIO

La Sierra del Aramo se corresponde con un afloramiento masivo calcáreo de altitud media, localizado a 20 km al SW de Oviedo (Asturias, España) (Fig. 1). Su plataforma cacuminal, labrada en las calizas namurienses, entre los 1.400 y los 1.791 m de altitud, se eleva sobre las cuencas de Riosa y Quirós, excavadas a expensas de los materiales carboníferos westfalienses. Desde el punto de vista geológico, forma parte de la Zona Cantábrica del Macizo Hespérico (LOTZE, 1945), en concreto, de la Región de Pliegues y Mantos (JULIVERT, 1971; JULIVERT y otros, 1972).

Pertenece, por tanto, al Macizo Asturiano, ramal externo de la Cadena Hercínica Ibérica, constituido por materiales del zócalo precámbrico-paleozoico de la península Ibérica afectados por el plegamiento Varisco. La Sierra del Aramo es considerada como una subcuenca del manto de Sobia-Bodón (IGME, 1982) o como una unidad en sí misma que, limitada al Oeste por la unidad de la Sobia, cabalga hacia el Este sobre la Cuenca Carbonífera Central por el denominado *cabalgamiento del Aramo* (IGME, 1976). Julivert (1958) estimó, en su momento, que dicho conjunto calizo tendría una potencia entre 250 y 300 m; por contra, más recientemente Aller (1993) distingue en él dos formaciones diferentes de calizas del Carbonífero: por un lado, la formación Valdeteja, compuesta por calizas blancas y grises claras masivas con un espesor que

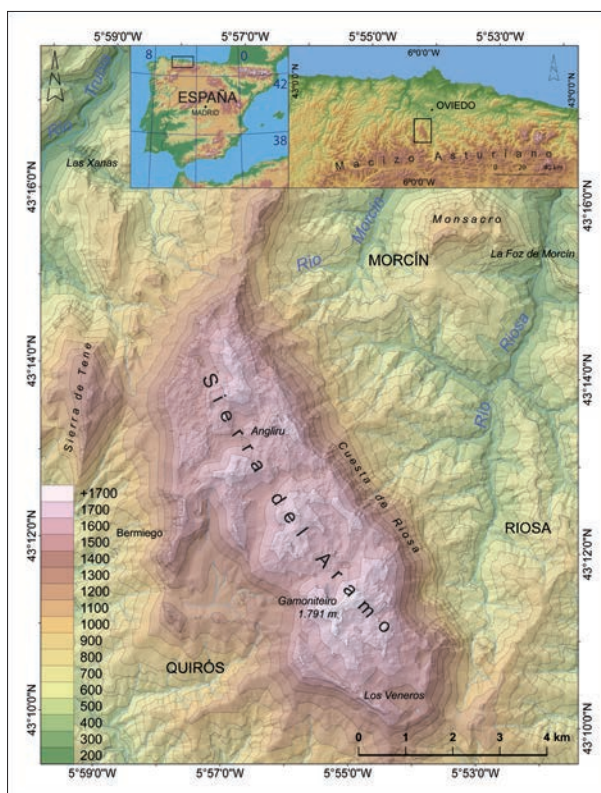


FIG. 1. Mapa de localización del área de estudio. Fuente: elaboración propia a partir de las bases topográficas digitales del Instituto Geográfico Nacional.

oscila entre los 300 m, en el N del Aramo, y los 1.000 m en el SE; y, por otro, la formación Barcaliente, integrada por calizas negras y grises oscuras laminadas, con una potencia difícil de calcular. En efecto, está compuesta por un extenso apilamiento de estratos calcáreos verticalizados en forma de escamas cabalgantes de E a W, fracturadas transversalmente en dirección general N-S (ALLER, 1993).

Así pues, la Sierra del Aramo se caracteriza por un relieve de marcado dominio morfoestructural, presentando una organización relativamente sencilla. En primer lugar, el apilamiento de escamas cabalgantes explica la elevación de los materiales carbonatados sobre el roquedo siliciclástico, más deleznable e incidido por la red fluvial. Por otra parte, la masividad del roquedo calizo y la densa red de fracturas ha permitido un extenso modelado kárstico tanto exógeno como endógeno. Asimismo, el contraste litológico, las diferencias altimétricas y las fuertes pendientes explican los movimientos de ladera de gran magnitud. Finalmente, los procesos nivoperiglaciares tienen lugar en las áreas más elevadas y contribuyen a una mayor eficacia de los agentes erosivos sobre las líneas

de debilidad, así como a la disolución de las calizas y al desarrollo de formas de acumulación en las laderas. En definitiva, se trata de un relieve kárstico, destacado sobre valles excavados en pizarras y areniscas, organizado siguiendo directrices estructurales, sobre el cual ha actuado la dinámica del modelado cuaternario condicionado también por dichas pautas.

La ausencia de estaciones meteorológicas en el área de estudio dificulta una caracterización climática precisa. No obstante, a partir de la extrapolación de los datos termométricos y pluviométricos de otras estaciones situadas en el Macizo Central Asturiano (Soto de Ribera, altitud 127 m; Oviedo, 335 m; La Riera de Somiedo, 480 m; Tablado de Lena, 640 m; Larón, 830 m; Pola de Somiedo, 1.240 m; etc.) se estiman unas lluvias abundantes y repartidas a lo largo de todo el año, con temperaturas suaves, esto es, las típicas condiciones climáticas del dominio atlántico. Concretamente, hay unas medias pluviométricas anuales entre 1.100 y 1.500 mm, pudiendo alcanzarse los 2.000 en las cotas más altas. La temperatura media en los fondos de los valles es de unos 13 °C, mientras que en las áreas más elevadas descienden hasta los 6 o 7 °C. En efecto, por encima de los 1.500 m prima un clima propiamente frío o de alta montaña con un periodo de tres a seis meses con temperaturas por debajo de 0 °C y con la mitad de las precipitaciones en forma de nieve (MUÑOZ, 1982). Por otro lado, el piso montano presenta temperaturas medias entre los 10,9 °C y los 6,6 °C si bien Muñoz (1982) estima que las temperaturas medias en esta franja pueden encontrarse entre los 9,44 °C, a los 800 m de altitud, y los 4,94 °C, de los 1.600 m. Por encima de dicha cota, las medias descenderían hasta los 4,38 °C, a 1.700 m, y los 3,82 °C, a 1.800 m (MUÑOZ, 1982). Por otro lado, las medias de las mínimas se sitúan entre los 7 °C (incluso 8 o 9 °C en el sector más noroccidental, como por ejemplo en el valle de Trubia o en el desfiladero de Las Xanas) hasta los 2 °C de las zonas elevadas. En cuanto a los valores extremos, las temperaturas medias mensuales de las mínimas absolutas se sitúan, en una cota media, por debajo de -4 °C entre diciembre y marzo y por debajo de los 0 °C desde septiembre a junio, con los registros más extremos en enero (-11,3 °C) y febrero (-12,2 °C), por encima de los 1.500 m.

Estos valores dan buena cuenta de la rigurosidad del clima en el área cacuminal de la Sierra del Aramo (BEATO, 2018). En dicha zona, se producen precipitaciones en forma de nieve desde octubre hasta abril, interrumpidas por aportes de lluvia y periodos de insolación y subida de temperaturas. Así, muchos años se produce una completa fusión de la nieve varias veces durante el periodo frío y

esta únicamente se mantiene en pozos y nichos umbríos. Sin embargo, el manto nival puede conservarse incluso hasta mayo en la plataforma culminante. Los años que es más persistente, la nieve produce una situación de homotermia, manteniendo la temperatura del suelo en torno a 0 °C; no obstante, cuando se dan varios procesos de fusión completa de la nieve durante la misma temporada, el sustrato queda expuesto a las heladas y a los procesos de hielo y deshielo en las cumbres rocosas (GONZÁLEZ TRUEBA y SERRANO, 2010). Por encima de los 1.500 m, la temperatura media mensual de las mínimas absolutas está por debajo de 0 °C durante 10 meses, período en el cual son frecuentes las heladas, alcanzándose los 10 °C negativos desde diciembre a abril (estación meteorológica de Leitaringos, 1.530 m s.n.m.)

Según los datos climáticos de Genestoso (1.170 m. s.n.m.), desde el año 1971 hasta 2016, se produce una media de 47 días con nevadas al año, en los cuales cae una media de 603 mm de precipitaciones en forma de nieve. Se trata de un volumen sustancial que genera espesos mantos nivales, de orden métrico, en la zona cacuminal y especialmente en los fondos de las depresiones kársticas, que quedan colmatadas por completo. La fuerte pendiente en las zonas altas de las laderas impide que se desarrollen espesos mantos nivales y la nieve se moviliza en forma de purga, placa o canalizada a través de las canales de aludes. En los fondos de los valles, aunque la nieve también se acumula durante algunos temporales invernales, no es habitual que permanezca mucho tiempo cubriendo el suelo: por debajo de los 800 m de altitud, en pocos días tras las nevadas desaparece completamente.

La red hidrográfica, por su parte, está condicionada por la presencia masiva de calizas. En este sentido, la plataforma culminante está libre de cursos de agua y, por el contrario, repleta de dolinas y áreas endorreicas por las que se filtra el agua hacia los acuíferos y conductos subterráneos. En el contacto inferior entre las calizas y los materiales impermeables carboníferos brota el agua a través de manantiales y fuentes que alimentan abundantemente los valles de Morcín, Quirós, Trubia y Riosa (BEATO, 2018).

La vegetación en las zonas más elevadas, afectada por los rigores climáticos mencionados, es fundamentalmente herbácea, aunque sobre los afloramientos rocosos que dominan buena parte del paisaje altimontano se desarrollan formaciones arbustivas con *Corylus avellana*, *Crataegus monogyna*, *Taxus baccata*, *Sorbus aria*, *Rhamnus alpina* y *Juniperus alpina* (BEATO y otros, 2017a). Las laderas presentan el típico mosaico agrosilvopastoril configurado por pastizales, matorrales (aulagares, breza-

les-tojales, helechales) y bosques mixtos dominados en gran medida por hayas (*Fagus sylvatica*) y robles (*Quercus robur*, *Quercus pyrenaica*, *Quercus petraea*).

### III. METODOLOGÍA

El proceso metodológico partió de una revisión bibliográfica en profundidad sobre los estudios realizados hasta la fecha en el ámbito cantábrico, especialmente en el Macizo Asturiano. No obstante, la metodología empleada se ha basado fundamentalmente en el trabajo de campo y en la elaboración de una cartografía geomorfológica de detalle. El primero ha consistido en la realización de transectos con los que se ha completado el reconocimiento completo de la Sierra del Aramo y sus estribaciones, entre los años 2010 y 2018. Durante tales recorridos se identificaron las formas periglaciares y los resultados de la interacción entre la nieve, los fenómenos de disolución kárstica y los procesos de ladera. Asimismo, se levantaron croquis morfológicos que posteriormente fueron completados mediante la fotointerpretación de imágenes aéreas del Vuelo Nacional de España (1980-1986) y de las ortofotografías digitales del PNOA de 2015. Se trata de un procedimiento clásico en geomorfología avalado por múltiples trabajos (véase, por ejemplo, MARINO y otros, 2018).

El mapa geomorfológico de la Sierra del Aramo (Fig. 5) se ha diseñado siguiendo el sistema cartográfico francés, en concreto, el método RCP núm. 77 (Recherche Coopérative sur Programme) del CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) (CNRS, 1972; JOLY, 1997), simplificado para su publicación en pequeño formato, y sobre la base topográfica a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional (hojas núm. 52-II, 52-IV y 77-II). La información georreferenciada ha sido organizada en un SIG con el *software* ArcGis 10.1 de ESRI, y la salida gráfica fue diseñada con Adobe Illustrator CS6. Entre los depósitos y formas más sobresalientes representadas en la cartografía cabe destacar: 3 depósitos estratificados y 45 movimientos en masa, 4 valles secos principales, 2 gargantas fluviokársticas, centenares de dolinas y pozos nivokársticos, 25 nichos nivokársticos, 100 canales de aludes, etcétera.

### IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El cinturón periglaciario en la Cordillera Cantábrica se sitúa en el Holoceno por encima de los 1.800-2.000 m



FIG. 2. Cicatrices y lóbulos de solifluxión en Fondo La Vega, a 1.620 m de altitud. Fotografías de los autores.

de altitud (CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1994; MUÑOZ-SOBRINO y otros, 2004 y 2005), de manera que, por debajo hasta los 1.600 m, la actividad periglaciaria es muy limitada y se restringe a débiles procesos de solifluxión, movimientos en masa y fenómenos de erosión nival (OLIVA y otros, 2016; MARTÍNEZ y SERRANO, 2008). Por lo tanto, la Sierra del Aramo estaría teóricamente libre de la acción periglaciaria propiamente dicha y, en todo caso, solo actuaría la nieve en la karstificación y desplazamiento de materiales por las laderas.

En efecto, es innegable la vigencia de procesos de solifluxión en las áreas más elevadas del Aramo, pues se aprecian no solo decenas de despeques semicirculares incipientes sino cicatrices y lóbulos desplazados en pendientes entre 20-25°, especialmente en el entorno del valle muerto situado al pie del Gamoniteiro y el pico Xistras (Fig. 2). Por tanto, el conjunto de formas de ambientes y procesos fríos es bastante amplio, destacando los depósitos estratificados y ordenados de las laderas regladas, las vertientes regularizadas por erosión, las formas nivokársticas (pozos, nichos) y, por último, las canales y depósitos de aludes de nieve.

#### 1. LADERAS REGULARIZADAS POR ACUMULACIÓN DE DEPÓSITOS PERIGLACIARES

A pesar de que los procesos periglaciares en el Aramo son escasos en la actualidad, las herencias morfológicas de etapas más frías son innumerables y se hallan en toda la sierra desde la superficie cacuminal hasta los 800 m aproximadamente. No obstante, en otros enclaves des-



FIG. 3. Depósitos ordenados de gravas angulosas periglaciares bajo un depósito de ladera en el desfiladero de Las Xanas, orientados al suroeste y a unos 400 m de altitud. Fotografía de los autores.

cienden por debajo de los 500 m como es el caso de los depósitos cementados periglaciares del Monsacro (sobre el pueblo de Las Mazas) o los depósitos de gravas angulosas ordenados del desfiladero de Las Xanas (Fig. 3). En efecto, con el tránsito del Neógeno al Cuaternario se pasa a unas condiciones climáticas más frías y se termina un periodo de estabilidad morfodinámica y edafogenética en la montaña cantábrica. Entre los resultados de la dinámica de esta etapa está la generación de gelifractos, cuya cementación posterior ha sido datada permitiendo establecer la cronología de los diferentes episodios fríos pleistocenos acontecidos en la sierra de Sobia (RODRÍGUEZ PÉREZ, 2008, 2012 y 2015), al oeste de la Sierra del Aramo, y el valle del Duje (FROCHOSO y CASTAÑÓN, 1986; CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1996; VILLA y otros, 2013), en los Picos de Europa, por lo que constituyen referencias obligadas para efectuar la interpretación de los depósitos de la Sierra del Aramo. De hecho, muchas de sus laderas se hallan regularizadas por la acumulación de materiales con bandas cementadas y cantos angulosos, estos últimos de origen indudablemente periglacial.

Efectivamente, en la base del perfil más completo, sito en la Braña de Linares (Quirós), se aprecia una formación detrítica cementada y heterométrica, esto es, de bloques, cantos y gravas, englobados en una matriz arcillosa de tonos rojizos y con un espesor de varios metros. Se corresponde con un depósito de brechas cartografiado esquemáticamente ya por Julivert (1960) en su estudio sobre la cuenca septentrional de Quirós. Presenta un frente escarpado debido a la incisión de la erosión remonante de los arroyos de Las Agüeras de Remedina y un espesor de varios metros que se puede seguir a lo largo

de unos 900 m entre las isohipsas de 1.050 y 1.100 m. Por sus características se puede correlacionar con los niveles inferiores del Duje<sup>1</sup> y la cercana Sobia, los cuales se han formado en el Pleistoceno medio, concretamente en el interglaciar Mindel-Riss (RODRÍGUEZ PÉREZ, 2008, 2012 y 2015). Por encima de estas brechas se hallan depósitos estratificados u ordenados correspondientes a una típica formación de *grèzes litées*, resultado de sucesivos flujos formados a partir de la fusión de la nieve. En la parte basal de este conjunto, de poco más de dos metros de altura, abundan los finos y las partículas son muy pequeñas, pero hacia el techo aparecen bandas de gravas y cantos angulosos de mayor calibre de tipo *groizes litées*. Por tanto, el dominio de los finos va dando paso a otro depósito, de manera gradual, en la que los cantos angulosos se acumulan masivamente y comienzan a abundar los carbonatos (Fig. 4). De hecho, el nivel superior está constituido básicamente por dichos cantos cementados y sin matriz, es decir, con estructura granosoportada debido al lavado completo de los finos. Este depósito es equiparable a la serie estratificada de pequeños cantos y gravas angulosas que Rodríguez Pérez (2008, 2012 y 2015) cita en Sobia y cuya datación sitúa su cementación en el Pleistoceno superior, en torno al MIS 5. Por tanto, los materiales suprayacentes arrancados y movilizados en otras pulsaciones frías son posteriores a esa edad, lo que indica la actuación de otras fases periglaciares. Por último, sobre toda la serie culminan materiales más groseros, igualmente angulosos y cementados y con una potencia de entre 1 y 2 metros, que en su contacto con el suelo suprayacente vuelven a presentar una matriz arcillosa. Reflejan, por tanto, el paso de unas condiciones térmicamente muy frías (formación de gelifractos) a otras templadas (disolución y sobresaturación de carbonatos) y, finalmente, más cálidas y húmedas (generación de arcillas de descalcificación).

<sup>1</sup> Frochoso y Castañón (1986) reconocen varias fases climáticas en las que se generan diferentes formas de acumulación en el valle del Duje. El conjunto que analizan presenta gonfolitas de cantos y bloques desgastados propios de un ambiente seco inicial con actividad torrencial. A este periodo le suceden otros en los que se depositan gelifractos (gravas angulosas y derrubios ordenados) en ambientes fríos y secos. La alternancia con eventos húmedos y térmicamente más moderados provoca el dismantelamiento de dichos materiales, incididos además por la actividad glaciar en los ciclos más rigurosos. En concreto, la cementación más antigua de gonfolitas del Duje tiene una fecha establecida en torno al MIS 11 (VILLA y otros, 2013) y el primer depósito de elementos heterométricos torrenciales cementados se corresponde con el MIS 7 (CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1996). Se trata, en ambos casos, de interestadiales cálidos en los que se dieron las condiciones adecuadas para la disolución y posterior sobresaturación de carbonatos que consolidaría los depósitos previos o concurrentes en el tiempo (VILLA y otros, 2013). Por encima de las gonfolitas se disponen diferentes series de cantos y gravas angulosos de origen periglacial y propiciados, por tanto, durante el Würm antiguo (CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1996).

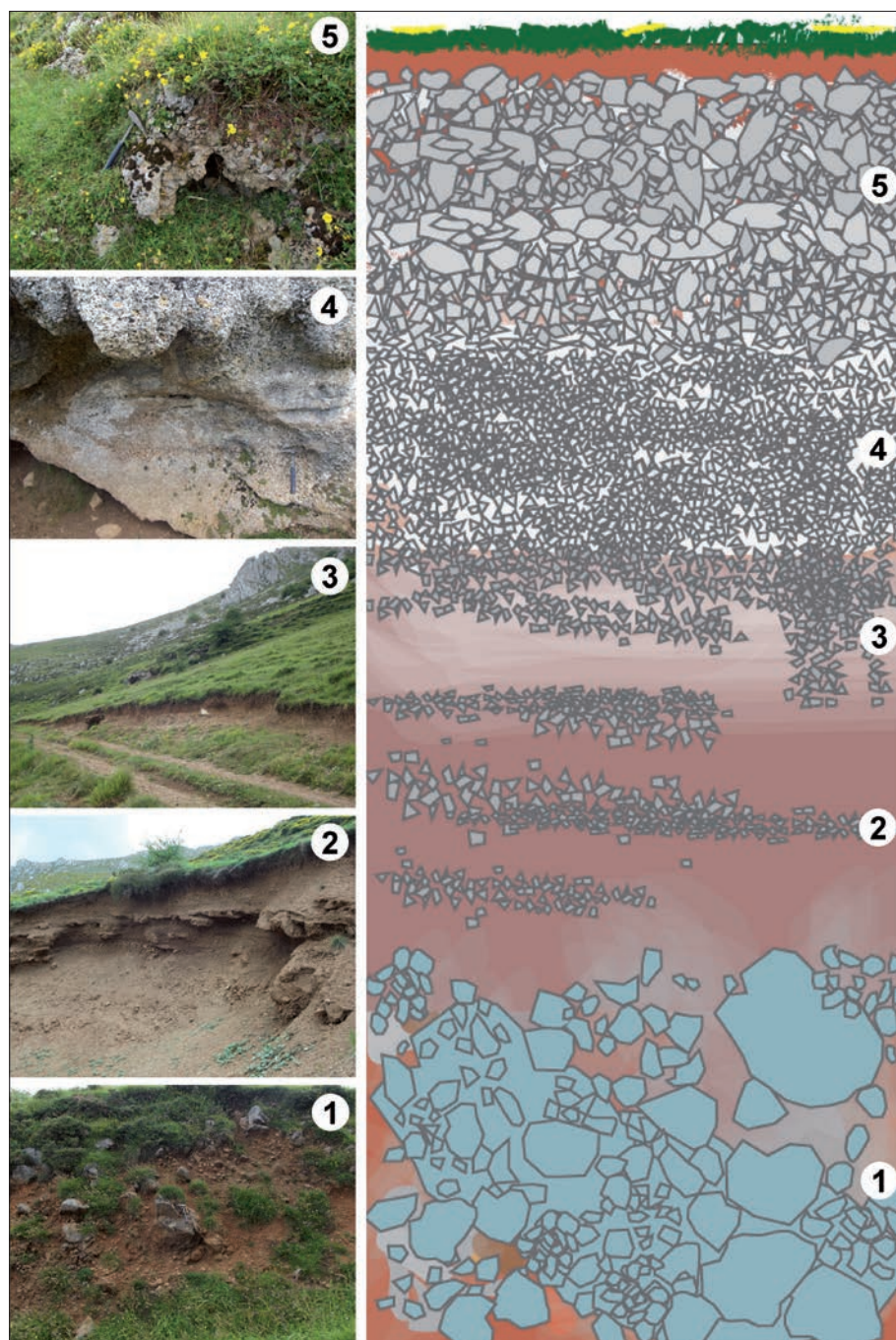


FIG. 4. Depósitos de Braña de Linares (vertiente occidental de la Sierra del Aramo). Fotografías y diseño de los autores.

De base a techo:

- 1) Brechas cementadas heterométricas, con grandes bloques, angulosas y subredondeadas con abundante matriz arcillosa.
- 2) Depósito periglacial de *grèzes litées* con materiales finos y bandas de cantos angulosos ordenados y alguna intercalación de *groztes litées*.
- 3) Transición con cierta cementación de los cantos angulosos periglaciares.
- 4) Cantos angulosos cementados con estructura granosportada.
- 5) Brechas angulosas cementadas heterométricas, sin grandes bloques y con matriz carbonatada.

Si bien es cierto que en la Braña de Linares se encuentra el corte que presenta la serie más completa, en todas las laderas de la Sierra del Aramo se hallan retazos de gelifractos cementados (Fig. 5). Cabe destacar la presencia, en las escamas superpuestas de la Cuesta de Riosa, de varios niveles en las laderas regularizadas por acumu-

lación, así como los depósitos caóticos localizados en la cabecera del valle de Morcín. Por último, sobre el pueblo quirosano de Llanuces se pueden apreciar dos depósitos periglaciares: uno masivo, de 2,5 m de potencia, sin clasificación, con una abundante matriz de carbonatos; y otro, de pequeños gelifractos calcáreos y escasa matriz

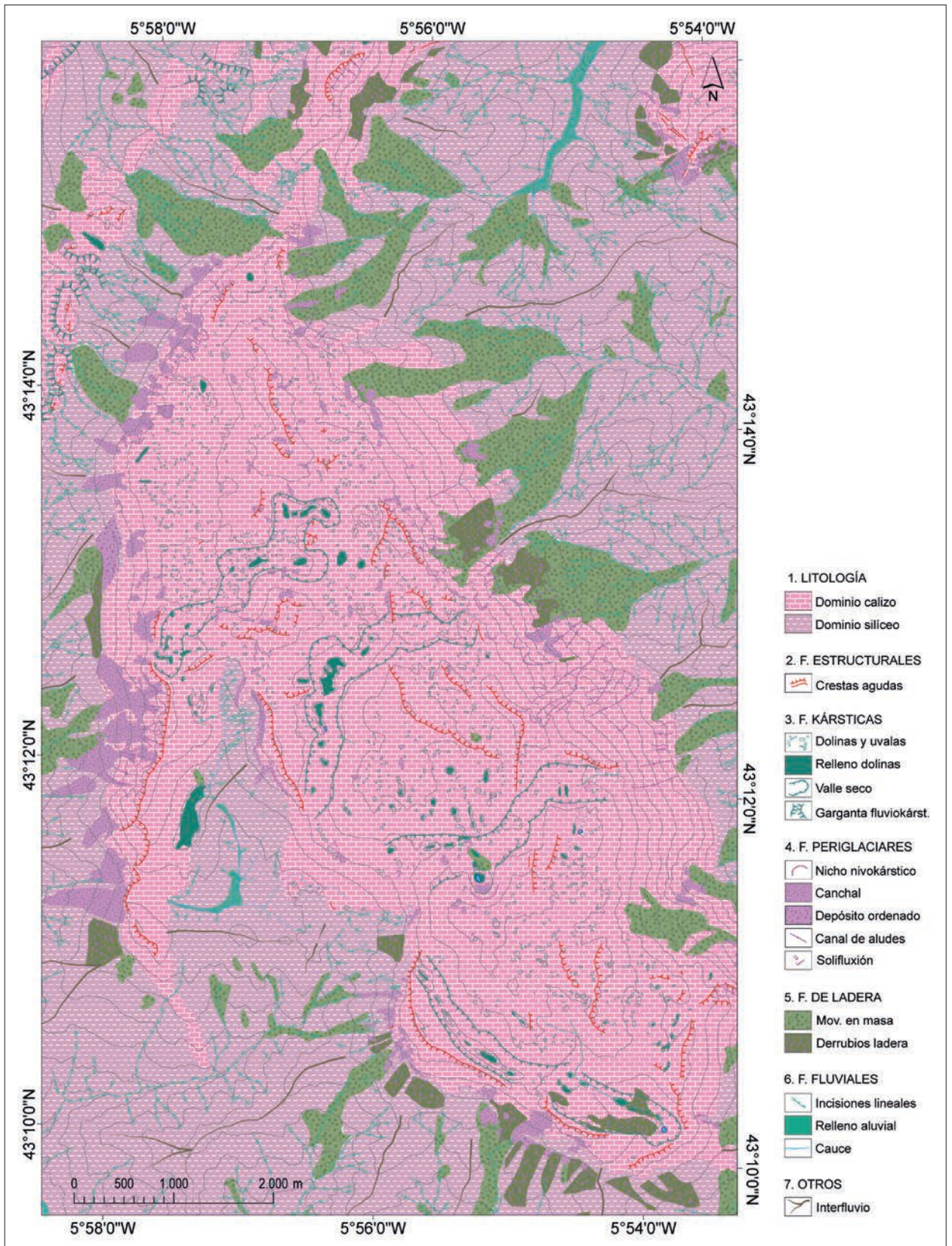


FIG. 5. Mapa geomorfológico simplificado de la Sierra del Aramo. Fuente: elaboración propia.



carbonatada. Estos últimos han sido engullidos y desplazados ladera abajo por un movimiento en masa, por lo cual puede inferirse que tanto la cementación como la gelifracción son muy anteriores a dicho episodio.

## 2. LADERAS REGULARIZADAS POR EROSIÓN

El periglaciario no solo ha participado en la dinámica regularizadora de las laderas mediante acumulación de materiales, sino también a través de la erosión del roquedo. En concreto, se trata de un proceso poligénico y policíclico, tal y como ha demostrado Rodríguez Pérez (1998, 2008, 2012 y 2015) en la sierra de Sobia. En dicho desarrollo, la gelifracción ha tenido un papel relevante en los periodos fríos, especialmente durante la glaciación würmiense: la puesta al descubierto del criptolapiaz generado bajo la cubierta edáfica, así como la posterior acción de la nieve y los ciclos de hielo-deshielo sobre dichas formas, ha facilitado la fracturación del roquedo. De ahí que la última generación de gelifractos permanezca en su lugar de origen (no ha sido transportado por la arroyada) recubriendo las vertientes, probablemente ya regularizadas en etapas anteriores. Por encima de los 1.500 m son muchas las laderas que presentan este tipo de pequeños canchales superficiales junto a lapiazes no desmantelados, que incluso se localizan en zonas horizontales o subhorizontales de líneas de cumbres como las de Vallongo-Moncuevu (1.623-1.718 m) o Carba-Rasón (1.649-1.659 m). Por tanto, su fracturación se produjo *in situ* y no han sufrido ningún tipo de transporte.

No obstante, los procesos de regularización de las vertientes y su cronología son, todavía hoy, objeto de controversia y debate. La única referencia al respecto en la Sierra del Aramo es la de Castañón (1989) que aborda la disimetría en el valle muerto de Los Veneros y expone la hipótesis del factor nivo-periglaciario en relación con la oposición umbría-solana. También en este mismo sentido apunta Vanara (2000) en el macizo de los Arbailles en los Pirineos occidentales, situando la configuración de las vertientes regularizadas en los periodos fríos pleistocenos. Sin embargo, el análisis de estas morfologías tanto en áreas cálidas como, por el contrario, en zonas mucho más frías, donde han interferido dinámicas del modelado propiamente pleistocenas, indican una morfogénesis anterior y, con toda seguridad, debida a factores diversos (NICOD, 1972 y 1997; MAIRE, 1990; ANDRÉ, 1993).

Así lo demuestra Rodríguez Pérez (1998, 2008, 2012 y 2015) en la vecina sierra de Sobia, así como en Peña



FIG. 6. Laderas regularizadas por erosión sobre Bermiego. Varios niveles de vertientes regladas bajo los picos Gorbizosu, Pelitrón y Champaza (Quirós). Así mismo, se pueden observar cicatrices de despegue de grandes movimientos en masa, pedreras y canales de aludes. Fotografía de los autores.

Gradura y en el macizo del Caldoveiro, donde las superficies regularizadas por erosión, además de asociarse a morfologías kársticas antiguas como los relieves cónicos, se encuentran interrumpidas por escarpes de falla o bien incididas por procesos (p. e. fluviales) contextualizados en el rango temporal atribuido supuestamente a la formación de estos relieves.

En efecto, en la Sierra del Aramo muchas de las vertientes regularizadas por erosión forman parte de los resaltes kársticos de tipo cónico o están interrumpidas por escarpes rocosos en su base, lo que indica claramente un origen anterior al Cuaternario, pues se hallan incididas por la red hidrográfica e incluso desmanteladas parcialmente por movimientos en masa (Fig. 6). A pesar de esto, indudablemente han sufrido un retoque periglaciario debido a su exposición en los rigurosos periodos climáticos. En ellos, la inexistencia de vegetación leñosa en las culminaciones calcáreas favorecería el transporte de la cubierta edáfica, la disolución nival del lapiaz y su fracturación con los ciclos de hielo y deshielo. Se trata, por tanto, de una evolución multicausal y policrónica (NICOD, 1997; RODRÍGUEZ PÉREZ, 1998, 2008, 2012 y 2015).

## 3. FORMAS NIVOKÁRSTICAS

En la plataforma culminante de la sierra se hallan formas de origen periglaciario y, especialmente, de la participación en su modelado de la nieve, como son los pozos nivokársticos, contados por centenas en el Aramo, o el

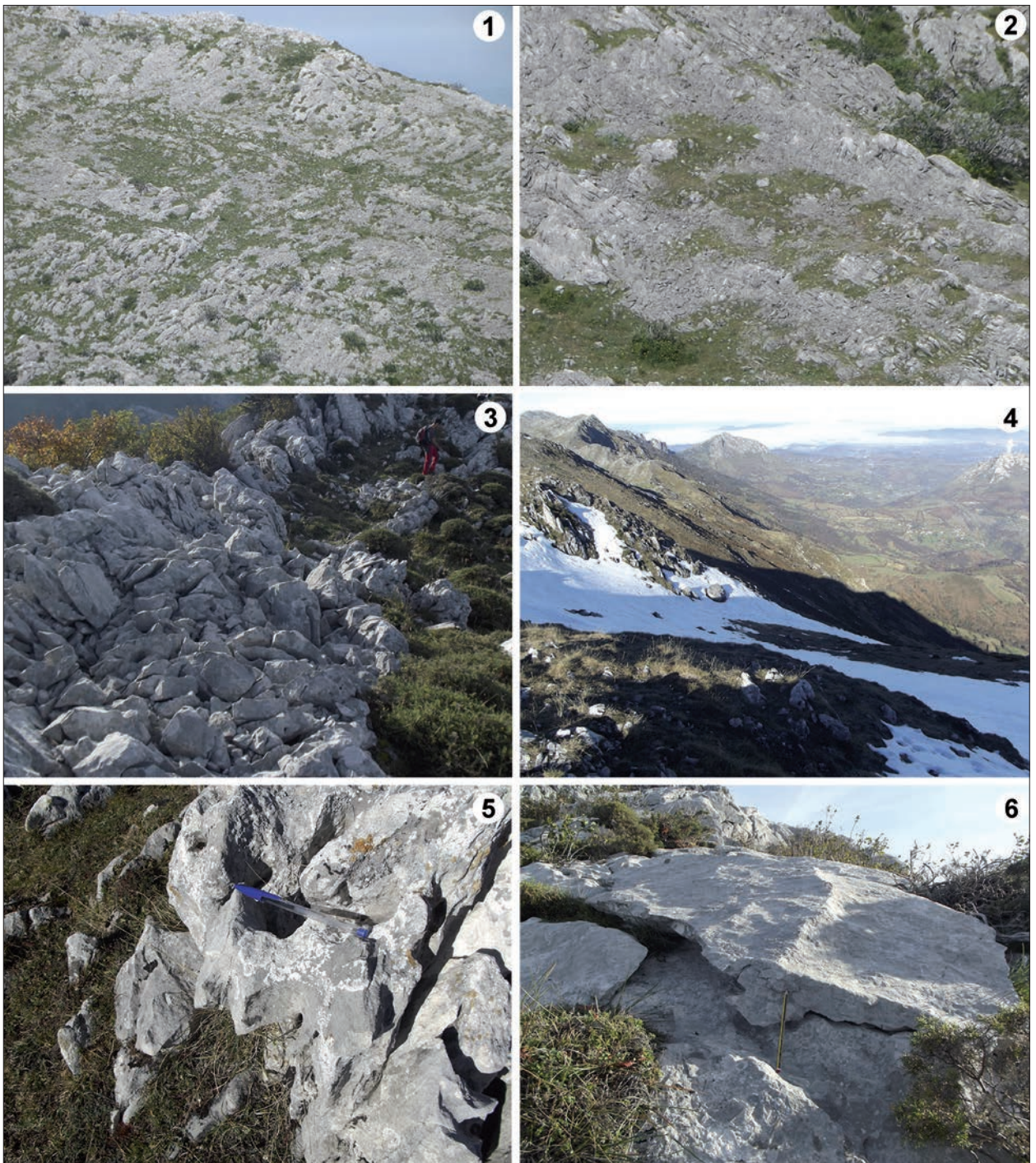


FIG. 7. Canchales periglaciares, nichos de nivación y lapiaz nival en la zona alta de la Sierra del Aramo. 1) Vertiente cubierta por gelifractos en Rozo Vallongo por encima de los 1.500 m, con pendiente en torno a los 30°. 2) Detalle de la anterior. 3) Gelifractos en la línea de cumbres de Braña Vallongo sin pendiente ni transporte posible. 4) Nichos de nivación en la vertiente oriental sobre el valle de Riosa. 5 y 6) Lapiaz nival por encima de los 1.600 m del Gamoniterio y el Moncuevu, respectivamente. Se aprecia la disolución efectuada en posición subhorizontal bajo la cubierta de nieve y formas derivadas del goteo del agua de fusión sobre el lapiaz estructural. Fotografías de los autores.

lapiaz nival. Las dolinas nivales se distribuyen siguiendo directrices estructurales acorde con líneas de fractura y planos de estratificación. Presentan diámetros de tamaño métrico a decamétrico y profundidades que sobrepasan los diez metros, difíciles de medir, toda vez que conectan en muchos casos con galerías subterráneas. El papel activo que juega la nieve en la generación de estas estructuras (erosión vertical y disolución) explica que sean denominadas dolinas nivales (CIVIIC, 1893), también llamadas pozos nivales o nivokársticos. En general, estas dolinas son asimétricas y presentan una vertiente escarpada y otra tendida. Esta disimetría se explica tradicionalmente por dos factores fundamentales: estructurales y climáticos, esto es, el buzamiento de las capas y la acumulación de la nieve a sotavento (CHUECA, 1990). En la Sierra del Aramo esta argumentación se ratifica en buena medida, aunque el condicionante estructural tiene mayor peso. En efecto, la mayoría de las dolinas presentan un escarpe más acentuado hacia el O debido a la disolución en el frente del estrato y a la profundización vertical en el contacto entre dos capas contiguas, mientras que hacia el E el borde está más tendido pues sigue los planos de estratificación de las capas o bien el dorso de la escama cabalgante. La acumulación de la nieve a sotavento de los vientos invernales dominantes de dirección NNO podría explicar el aumento de esta asimetría de origen estructural entre las laderas O-N y E-S. No obstante, la verticalidad de los estratos parece determinante en la generación de los pozos nivokársticos, puesto que la disolución y la erosión se concentran en las líneas de estratificación y debilidad estructural.

La conservación de la nieve en estos pozos calizos ha llevado a su explotación en el pasado. Así hay varios pozos de nieve, conocidos localmente como tochos (CASTAÑÓN, 1989), que han constituido un recurso económico al suministrar nieve para el comercio y la hostelería de Oviedo, Gijón y Avilés. De este modo se cita el pozo del pico La Gamonal en el *Diccionario Geográfico, Estadístico e Histórico de Asturias* de Pascual Madoz (1845-1850) con «dos varas de ancho que sirve de boca a un pozo de peña viva que durante el invierno se llena de nieve [...] y nunca se ha visto el fin de este pozo, aunque en años escasos se ha profundizado más de 30 varas».

En cuanto al lapiaz, destacan las formas lineales ajenas a las estructuras, originadas a partir de la disolución producida por el agua de lluvia en flujos canalizados sobre los afloramientos de roquedo calizo masivo. También, pero en lugares más tendidos, se desarrollan canalículos y canalillos de disolución (*decantation flutes*) y

crestas paralelas onduladas (*solution ripples*), en ocasiones propiciadas por la disolución nival en las zonas más elevadas. No obstante, la actividad de la nieve es más evidente en los canales meandriiformes (*mäanderkarren*) escasamente representados en la Sierra del Aramo. Por el contrario, el lapiaz formado por agua quieta, estancada o adherida (GINÉS, 1990) sí aparece en gran número, en concreto, en morfologías de cubetas, pocillos, canalículos (*microrills*) y superficies oquerosas, que han podido generarse también bajo la cubierta nival y en los procesos de fusión de la nieve.

Por otro lado, cabe destacar el papel de la nieve en la configuración de los nichos de nivación que salpican los extremos de la plataforma sobre las laderas, a menudo alimentando canales de aludes, muchas de ellas todavía activas, fundamentalmente en la vertiente oriental (BEATO y otros, 2017b). No están muy desarrollados en diámetro y profundidad debido a que presentan una pendiente muy escarpada, pero tienen la típica forma cóncava que permite la acumulación de la nieve y, por lo general, están abiertos en posición septentrional acaparando las precipitaciones de los flujos invernales (Fig. 7). Igualmente, han sido señalados los nichos nivales que se han aprovechado de morfologías previas debidas a la karstificación o a constituir cicatrices de despegue de materiales, incluso en la parte baja de las laderas (CASTAÑÓN, 1986 y 1989).

Algunos escarpes en la vertiente septentrional de los picos principales también han funcionado como áreas de captación y mantenimiento de la nieve, si bien, el más interesante está bajo el pico Gamoniteiro. Se trata de un gran anfiteatro abierto al norte con una altitud máxima por encima de los 1.700 m y fondo a 1.560 m, de origen multicausal. La existencia de escarpes rectilíneos indica la concurrencia de varias fracturas de forma ortogonal que han facilitado la disolución de la caliza y la generación de una dolina con planta circular de unas 2.5 ha (Fig. 8).

La presencia de bloques redondeados de naturaleza alóctona atestiguan la circulación pretérita de agua por este gran sumidero. La depresión, abierta al N, adopta una disposición a modo de anfiteatro; no obstante, un depósito masivo formado por materiales arcillosos y con algunos grandes bloques obtura el conjunto. Esta depresión, en completa umbría durante varios meses al año, es probable que funcionase como nicho de nivación en los periodos fríos pleistocenos, alimentándose no solo de las precipitaciones sino también de los aportes de nieve procedentes de las paredes circundantes, así como de gelifractos de las paredes superiores. De hecho, Castañón

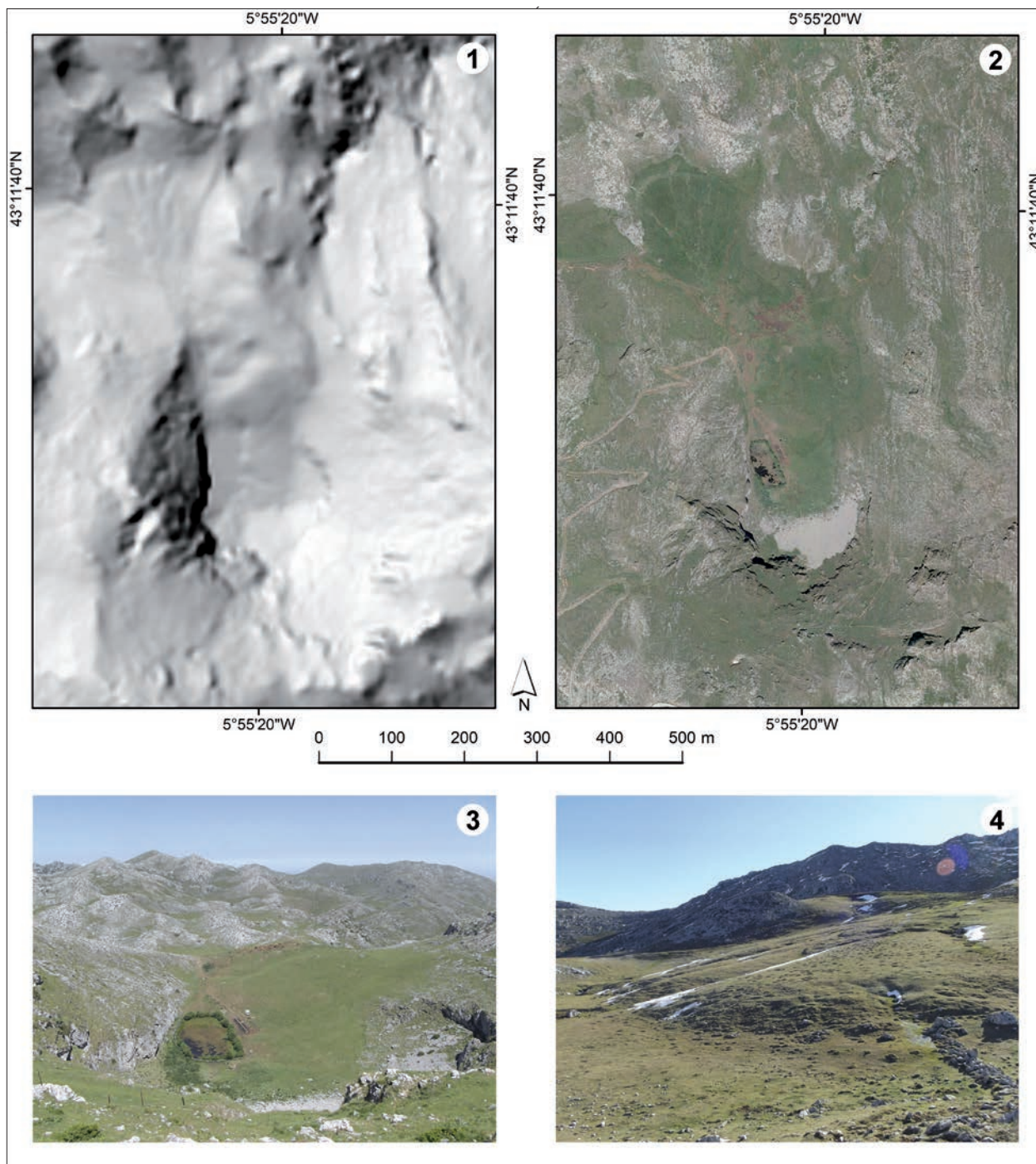


FIG. 8. Nicho nivokárstico del Gamoniteiro. 1) Sombreado a partir del modelo digital de elevaciones del IGN. 2) Ortofotomapa del PNOA 2015. 3) Fotografía de la depresión, enmarcada entre escarpes con canchales, en la que se aprecia el depósito masivo frontal. 4) Lóbulos de soliflucción en el frente del movimiento en masa que cierra la cubeta. Fuente: elaboración propia.

(1989) señala en el frente de la depresión un arco que interpreta como una morrena de *nevé*. El aporte de materiales continúa en la actualidad configurando el canchal que regulariza el sector meridional. Por último, también

se aprecian procesos de soliflucción en el depósito que cierra la depresión y que movilizan los finos tanto hacia el interior del nicho nivokárstico como hacia el exterior, generando cicatrices y lóbulos.

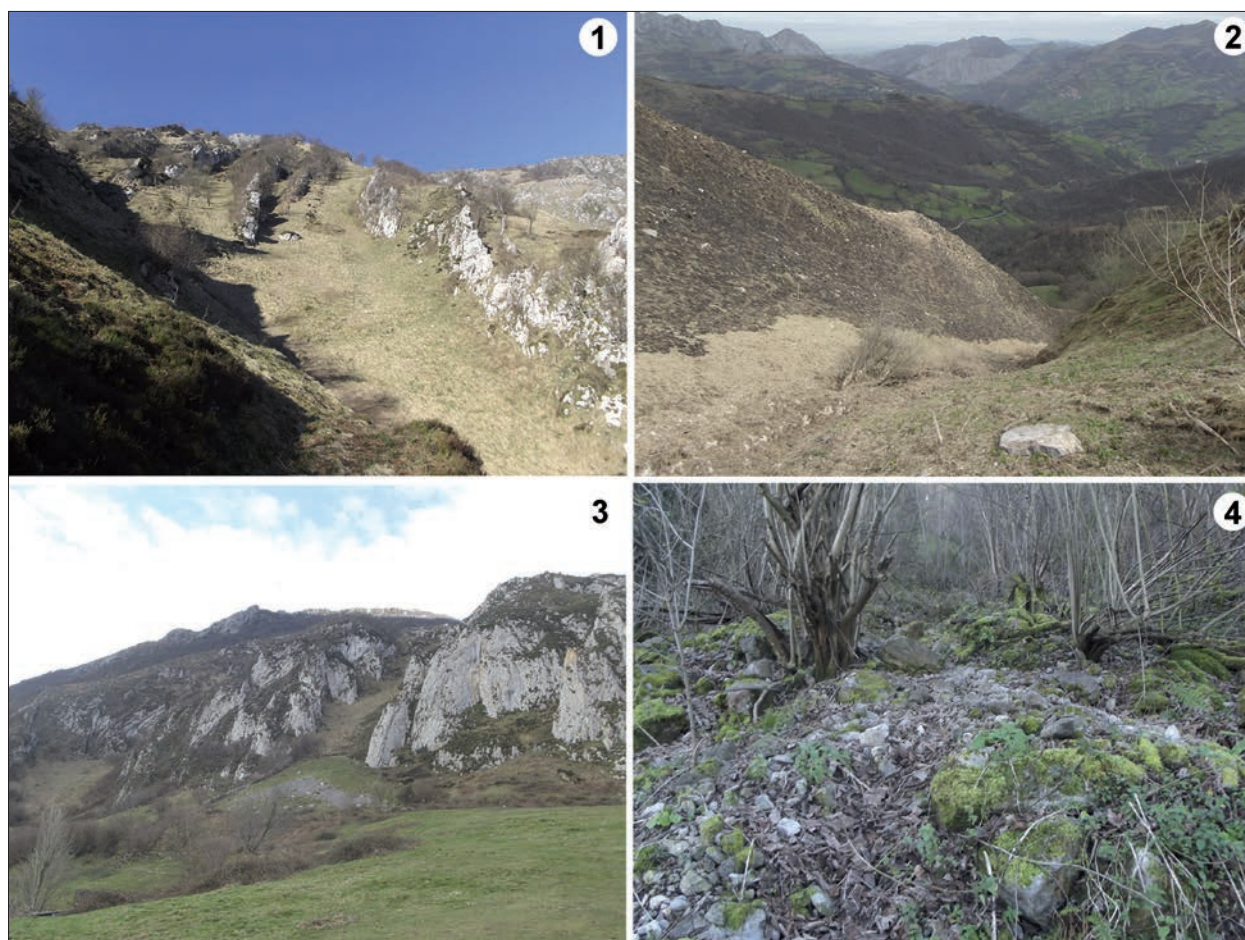


FIG. 9. Canales y conos de aludes. 1) Tramo superior de canales de aludes en la vertiente oriental. 2) Zona de transición de la canal de El Reguerón. 3) Cono de aludes en Cuetu Vidures. 4) Vista parcial del abanico de bloques de El Reguerón. Fotografías de los autores.

#### 4. CANALES Y DEPÓSITOS DE ALUDES

En la actualidad, la actividad de los aludes de nieve tiene una gran relevancia en la Sierra del Aramo y es un factor primordial en la configuración morfológica del relieve y el paisaje. De hecho, las laderas se hallan surcadas por canales todavía activos, como hemos apreciado merced al seguimiento realizado en los últimos años, especialmente en la vertiente oriental, donde se pueden distinguir varios tipos. En la zona de La Mostayal varias canales inciden el macizo calizo por debajo de los 1.300 m s.n.m.: son canales cortas (entre 150 y 250 m), rectilíneas, labradas a favor de debilidades de la roca. Más al Sur, también en la cabecera de la cuenca del Morcín, las canales se ocultan bajo la cubierta forestal o han creado estrechos corredores deforestados (BEATO y otros, 2017b), tratándose de buenos ejemplos de las conocidas

como *forest avalanches* (TEICH y otros, 2012). Tienen una mayor longitud (300-350 m), están alimentadas desde escarpes por encima de los 1.400 m s.n.m. y han generado pequeños depósitos en forma de abanico en torno a los 1.050 m s.n.m. En la carretera de ascensión al Angliru, se producen purgas desde dos pequeñas canales en la roca sobre la Cueva Les Cabres. Su actividad anual ha provocado heridos pues, aunque la carretera permanece sepultada bajo la nieve en la temporada invernal, muchas personas acceden desde Viapará para realizar actividades deportivas y de ocio (véase, por ejemplo, *La Nueva España*, 03/02/2015 y 11/02/2018).

En el sector central de la misma vertiente, las canales tienen una mayor extensión sobrepasando los 700 m de longitud. Son alimentadas desde pequeños nichos de nivación excavados en las calizas y situados entre los 1.500-1.600 m s.n.m. Una vez que los aludes de nieve

salvan los afloramientos calizos se desplazan sobre laderas regularizadas por depósitos de acumulación sobre las cuales han adosado algunos pequeños canchales que se intercalan con las cubiertas herbáceas. Las canales más singulares son las de El Reguerón y la de El Espinial, con zonas de salida entre los 1.550 y los 1.650 m s.n.m.; exhiben una amplia red dendrítica de canales de aludes tributarios, en disposición ortoclinal, que aprovechan la alternancia litológica de las formaciones Candamo-Baleas y Alba (las bandas de pizarras, arcillas y margas), merced a la superposición de pequeñas escamas cabalgantes. Otras canales, como la del Arguixu la Yampa (Arguixu y Arguexinos son topónimos riosanos que hacen alusión a los aludes de nieve) tienen todo su recorrido por los suelos esqueléticos con pastos que recubren la roca madre y terminan también en depósitos de grandes dimensiones acumulados por la intensa actividad holocena de estos procesos. En efecto, bajo las canales más importantes (de tamaño superior a los 1.000 m) se hallan abanicos de gran superficie y extensión longitudinal compuestos por clastos heterométricos y grandes bloques que también se desparraman ladera abajo, incluso por debajo de los 700 m s.n.m. (Fig. 9).

Ciertamente, sobre las calizas namurienses, en toda la Cuesta de Riosa, cortos tajos en el roquedo canalizan la nieve que se esparce después sobre las laderas regularizadas por depósitos antiguos cementados, alcanzando cotas muy bajas (BEATO y otros, 2018). Las canales se inician a la salida de nichos de nivación con una disposición rectilínea y una estructura interna en forma de tobogán, mientras que en la zona de llegada configuran pequeñas pedreras o incluso grandes conos de bloques y derrubios. También se han modelado pequeñas canales en los afloramientos rocosos superiores, de los que parten para abrirse o juntarse con otras, ladera abajo, propiciando así la acumulación de canchales igualmente. En total, se han identificado un centenar de canales de aludes en la vertiente oriental y media docena en la occidental, las cuales siguen activas actualmente debido al carácter recurrente de los aludes de nieve en la Sierra del Aramo (BEATO, 2018). Según la clasificación establecida por McClung y Schaerer (2006), algunas de ellas como el Reguerón, el Argixu la Yampa y El Espinial pueden catalogarse como de gran tamaño, pues tienen una longitud superior a 1.000 m. Sin embargo, la mayoría de las canales tienen unas dimensiones medianas (comprendidas entre 100 y 1.000 m) con un promedio de 286,5 m de longitud.

Todas las canales presentan escarpes internos que posibilitan las situaciones de umbría. En las zonas altas de

las canales, muchos escarpes orientados al N funcionan como nichos de nivación. En las zonas de tránsito también hay disimetrías que permiten la conservación de la nieve mucho más allá de los temporales. De hecho, en el mes de abril de la campaña de trabajo de campo de 2015, se localizaron lentejones de nieve compactada cubierta bajo la hierba cortada por la caída de los aludes, así como un potente bloque de hielo de más de 1 m de altura y varios de longitud, en la umbría de una zona de tránsito, a unos 800 m s.n.m. Por tanto, la actividad actual es aún muy importante y tiene una capacidad modeladora elevada, fundamentalmente por el transporte de materiales.

##### 5. SOBRE LAS FASES FRÍAS PERIGLACIARES EN LA SIERRA DEL ARAMO

Buena parte de las manifestaciones periglaciares de la Sierra del Aramo son pleistocenas, tal y como se aprecia a través del análisis estratigráfico de los depósitos periglaciares y mediante su comparación con otros de similares características datados en zonas de media montaña del Macizo Asturiano. En el Pleistoceno medio, concretamente antes del interglaciar Mindel-Riss, se produjo una fase fría que se materializó en una primera generación de gelifractos (FROCHOSO y CASTAÑÓN, 1986; CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1996). Posteriormente, los depósitos de pequeños cantos angulosos nos indican unas condiciones térmicas mucho más severas en el Pleistoceno superior, en torno al MIS 6 (RODRÍGUEZ PÉREZ, 2008, 2012 y 2015). Castañón planteó como hipótesis igualmente, ya en 1989, la existencia de dos fases periglaciares y una tercera nivoperiglaciaria que parecen haberse confirmado en los estudios posteriores desarrollados en el Macizo Asturiano (CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1994; RODRÍGUEZ PÉREZ, 2008, 2012 y 2015). Esta última etapa pudo coincidir en las montañas medias con el Último Máximo Glaciar. No obstante, a pesar de que el permafrost se extendió hasta los 900 m de altitud (PELLITERO y otros, 2011; SERRANO y otros, 2015), poco sabemos sobre la incidencia del periglaciario de este periodo en la Sierra del Aramo.

En la Cueva de Entrefoces (Morcín) se encontró un bloque grabado entre los niveles A y B (Magdaleniense Superior), cuya datación mediante C14 de una muestra del nivel B, arrojó una edad de  $14.690 \pm 200$  años BP; por debajo, en el nivel E correspondiente al Magdaleniense Inferior, se hallaron abundantes gelifractos (GONZÁLEZ, 1990; BENÍTEZ y CALLEJA, 2007). Por su parte, en la Cueva de El Molín, junto a la anterior, se han descrito

lienros calizos con representaciones parietales afectados por gelifracción (GONZÁLEZ y otros, 2013). Teniendo en cuenta la altitud a la que se encuentran ambos yacimientos, unos 240 m s.n.m., parece evidente que los últimos periodos fríos pleistocenos acontecidos durante el MIS 2, incluido el máximo glacial, tuvieron repercusiones en la Sierra del Aramo y sus estribaciones hasta cotas bajas como las de la Foz de Morcín, donde se produjeron procesos morfogenéticos periglaciares.

Las dataciones de depósitos con material periglacial en la costa gallega apoyan esta teoría. Allí se exponen dos fases frías en el Pleistoceno superior, en concreto, hace unos 32.000 y 18.000 años respectivamente (COSTA, 2001). Esta última fecha coincide con el fin del Último Máximo Glacial y, posteriormente, se produjeron al menos otros dos eventos fríos (*Older Dryas* y *Younger Dryas*) que afectaron morfológicamente a las cumbres de la Cordillera Cantábrica (REDONDO y otros, 2010; GÓMEZ-VILLAR y otros, 2011; PELLITERO y otros, 2011; SERRANO y otros, 2015 y 2017; GARCÍA-RUIZ y otros, 2016; OLIVA y otros, 2016; RUIZ-FERNÁNDEZ y otros, 2016; RODRÍGUEZ PÉREZ, 2017). Por tanto, no es descabellado pensar que los últimos depósitos de la serie estratigráfica de Braña de Linares y de otros enclaves del Aramo pudieran haberse producido durante estos periodos del Tardiglacial, probablemente coincidiendo con la que sería la tercera fase nivoperiglacial defendida por Castañón (1989).

No cabe duda, además, que la plataforma culminante y buena parte de las laderas estarían libres de vegetación leñosa debido a unos suelos permanentemente helados. La gelifracción del roquedo desnudo sería entonces muy intensa y explicaría la existencia de pequeños depósitos de cantos angulosos y finos al pie de laderas regularizadas por erosión (CASTAÑÓN, 1989). Igualmente, en periodos de aumento de la humedad, la cubierta nival favorecería los procesos de disolución kárstica profundizando en las formas de lapiaz y los pozos nivales. De hecho, a pesar del recrudescimiento climático de la cuarta y última etapa de la glaciación Würm también se produjeron variaciones entre estadales más fríos e interestadales más cálidos, que tendrían sus efectos en la dinámica del modelado. En yacimientos del Nalón cercanos al área de estudio, se hace hincapié en las dificultades y falta de datos para la caracterización paleoclimática y paleoambiental del Magdalenense (coincidente cronológicamente con el Tardiglacial), donde son evidentes los cambios en los regímenes de humedad, con periodos húmedos y otros muy húmedos, pero no están tan claros los ciclos de mejora térmica (CORCHÓN, 1999).

Por tanto, parece evidente que el Paleolítico superior fue un periodo de fuertes transformaciones ambientales, dentro del frío würmiense, que condicionaron la actividad morfogenética, dando lugar a múltiples fases con peculiaridades locales. Los cambios de humedad pudieron incidir en una dinámica mucho más activa de los aludes de nieve en las laderas, auspiciada por las fuertes pendientes y los cambios estructurales en el manto de nieve e incluso en reductos de hielo. Esto explicaría la presencia de canales de aludes muy bien desarrolladas, esto es, superiores a un 1 km de longitud, además de anchas y profundas, fruto de grandes acumulaciones de nieve en zonas de umbría.

## CONCLUSIONES

Los procesos periglaciares han tenido una relevancia primordial en la generación de las formas de relieve en el Macizo Asturiano, no sólo en las cumbres de la divisoria y en el bastión calcáreo de los Picos de Europa sino también en las montañas medias, en las que hay todavía, por encima de los 1.600 m de altitud, una actividad restringida a fenómenos de solifluxión y nivación. En efecto, la actividad nival continúa participando enérgicamente en la dinámica y el modelado de la Sierra del Aramo, tanto en las formas menores, como el lapiaz nival, como en las de mayor entidad, esto es, los pozos nivokársticos y los canales y depósitos de aludes. Sin embargo, las formas de mayor relevancia e impronta periglacial son relictas y constituyen una herencia del pasado, en concreto, de las diversas fases extraordinariamente frías del Pleistoceno.

En esta investigación se pone de manifiesto como el trabajo de campo continúa siendo la base científica para una correcta definición del alcance de fenómenos geomorfológicos, en especial, del conocimiento de los procesos periglaciares y nivoperiglaciares. Las formas y depósitos de origen periglacial son un patrimonio natural, al tiempo que algunos procesos nivoperiglaciares (como los aludes de nieve) conforman una amenaza para la sociedad que debe ser adecuadamente gestionada. Por tanto, los mapas geomorfológicos y los estudios locales siguen siendo fundamentales para aplicar una planificación territorial precisa.

## BIBLIOGRAFÍA

ALONSO, V. (1989): «Glaciares rocosos fósiles en el área Degaña-Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordi-

- llera Cantábrica)», *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-4), pp. 9-15.
- ÁLVAREZ CAÑADA, A. (1997): «Estudio geomorfológico de la sierra de Peña Mea (Cordillera Cantábrica)», *Ería. Revista de Geografía*, 44, pp. 261-279.
- ALLER, J. (1993): «La estructura geológica de la Sierra del Aramo (zona cantábrica, NO de España)», *Trabajos de Geología*, 19, pp. 3-15.
- ANDRÉ, M. F. (1993): *Les Versants du Spitsberg: approche géographique des paysages polaires*, Presses Universitaires de Nancy, Nancy, 361 pp.
- ASENSIO AMOR, I. (1971): «Fenómenos periglaciares en la zona litoral galaico-astúrica», *Estudios Geográficos*, 122, pp. 113-118.
- BEATO BERGUA, S. (2018). *El patrimonio natural de la Sierra del Aramo (Montaña Central Asturiana) y la evolución de su paisaje*, tesis doctoral inédita, Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, 596 pp.
- J. L. MARINO ALFONSO y M. Á. POBLETE PIEDRABUENA (2017a): «El paisaje vegetal y los hábitats forestales de interés comunitario en la montaña central asturiana», *Cuadernos Geográficos*, 56 (1), pp. 26-52.
- M. Á. POBLETE PIEDRABUENA y J. L. MARINO ALFONSO (2017b): «El efecto de los aludes de nieve en las formaciones vegetales de la vertiente oriental de la Sierra del Aramo (Macizo Central Asturiano)», en *Naturaleza, territorio y ciudad en un mundo global*. Madrid, pp. 70-79 (<DOI: 10.15366/ntc.2017>).
- M. Á. POBLETE PIEDRABUENA y J. L. MARINO ALFONSO (2018): «Snow avalanche susceptibility in the eastern hillside of the Aramo Range (Asturian Central Massif, Cantabrian Mountains, NW Spain)», *Journal of Maps*, 14:2, pp. 373-381 (<DOI: 10.1080/17445647.2018.1480974>).
- BENÉITEZ GONZÁLEZ, C., y S. CALLEJA FERNÁNDEZ (2007): «Intervención arqueológica en el “Abrigo de Entrefoces” (La Foz, Morcín)», en *Excavaciones Arqueológicas de Asturias 1999-2002*, pp. 215-220.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. (1986): «Formas de relieve de génesis nival y periglaciario en el borde noroccidental de la Sierra del Aramo», *Ería*, 10, pp. 127-130.
- (1989): *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del macizo asturiano*, tesis doctoral, microfichas, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, 697 pp.
- y M. FROCHOSO SÁNCHEZ (1994): «El periglaciario de la Cordillera Cantábrica», en A. Gómez Ortiz y otros (eds.): *Periglaciario en la península ibérica, Canarias y Baleares*, Monografías de la Sociedad española de Geomorfología, núm. 7, Granada, pp. 75-91.
- y M. FROCHOSO SÁNCHEZ (1996): «Hugo Obermaier y el glaciario pleistoceno», en A. Moure (eds.): *El hombre fósil 80 años después*, Universidad de Cantabria, Santander, pp. 153-176.
- CHUECA CÍA, J. (1990): «El modelado exokárstico en la vertiente oriental del macizo del Turbón (provincia de Huesca)», *Lucas Mallada: Revista de Ciencias*, 2, pp. 57-74.
- CNRS (1972): *Cartographie géomorphologique. Travaux de la RCP77. Mémoires et Documents, vol. 12*, Éditions du Centre National de la Recherche Scientifique, París.
- CORCHÓN, M. S. (1999): «Solutrense y Magdaleniense del oeste de la Cornisa Cantábrica: dataciones <sup>14</sup>C (calibradas) y marco cronológico», *Zephyrus*, 52, pp. 3-32.
- COSTA CASAIS, M. (2001): *Análise sedimentaria e reconstrucción paleoambiental da costa Atlántica de Galicia*, tesis doctoral, Facultade de Xeografía e Historia, Universidade de Santiago de Compostela, 236 pp.
- CVIJIC, J. (1893): «The Dolines», en M. M. Sweeting (ed.) (1981): *Karst Geomorphology*, Hutchinson Ross Publ., pp. 225-276.
- FROCHOSO, M., y J. C. CASTAÑÓN (1986): «La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el Cuaternario (Picos de Europa, NW España)», *Ería. Revista de Geografía*, 11, pp. 193-209.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., D. PALACIOS, P. GONZÁLEZ-SAMPÉREZ, N. ANDRÉS, A. MORENO, B. VALERO-GARCÉS y A. GÓMEZ VILLAR (2016): «Mountain glacier evolution in the Iberian Peninsula during the Younger Dryas», *Quaternary Science Reviews*, 138, pp. 16-30.
- GINÉS GRACIA, J. (1990): «Utilización de las morfologías de lapiaz como geoindicadores ecológicos en la serra de Tramuntana (Mallorca)», *Endins*, 16, pp. 27-39.
- GÓMEZ ORTIZ, A., C. E. MARTÍ BONO y F. SALVADOR (2001): «Evolución reciente de la Geomorfología glaciar y periglaciario en España (1980-2000): balance y perspectivas», en A. Gómez Ortiz y A. Pérez González (eds.): *Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000)*, Geoforma, Logroño, pp. 139-184.
- GÓMEZ VILLAR, A., R. B. GONZÁLEZ-GUTIÉRREZ, J. M. REDONDO y J. SANTOS (2011): «Distribución de glaciares rocosos relictos en la Cordillera Cantábrica», *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37 (2), pp. 49-80.



- GONZÁLEZ MARTÍN, J. A. (1984): «Rasgos generales del periglaciario de la península ibérica y áreas insulares: introducción y dominio atlántico», *Lurralde*, 7, pp. 23-81.
- (1986): «Rasgos generales del periglaciario de la Península Ibérica y áreas insulares: dominio pirenaico y dominio subtropical de las Islas Canarias», *Munibe*, 38, pp. 133-154.
- y F. PELLICER CORELLANO (1988): «Rasgos generales del periglaciario de la península ibérica II. Dominio continental de las tierras del interior», *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 14, pp. 23-80.
- GONZÁLEZ MORALES, M. R. (1990): «El abrigo de Entrefoques (1980-1983)», en *Excavaciones Arqueológicas de Asturias 1983-1986*, Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Oviedo, pp. 29-36.
- GONZÁLEZ SAINZ, C., A. RUIZ REDONDO y M. GONZÁLEZ MORALES (2013): «Manifestaciones parietales paleolíticas de la cueva del Molín y del abrigo de Entrefoques (La Foz de Morcín, Asturias)», en M. de la Rasilla Vives: *F. Javier Fortea Pérez. Universitatis Ovetensis Magister: estudios en homenaje*, Ménsula, Oviedo, pp. 375-399.
- GONZÁLEZ TRUEBA, J. J., y E. SERRANO (2010): «La nieve en los Picos de Europa: implicaciones geomorfológicas y ambientales», *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36 (2), pp. 61-84.
- GUTIÁN-RIVERA, L., y A. PÉREZ-ALBERTI (1992): «Biogeografía y procesos periglaciares en la serra do Courel y su entorno», en *Guía de Campo de las VIII Jornadas de Campo de Geografía Física*, Universidad de Santiago de Compostela.
- HAZERA, J. (1968): «La region de Bilbao et son arrière pays : étude géomorphologique», *Munibe. Ciencias naturales*, 20, pp. 1-358.
- (1980): «Les versants et leur évolution dans les calcaires urgoniens stratifiés du littoral cantabrique», en *Mélanges Hispaniques offertes à Jean Sermet*, Université de Toulouse-Le Mirail, pp. 101-114.
- IGME (1976): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. Proaza*, segunda serie, 1.<sup>a</sup> ed., Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, Madrid, 53 pp.
- (1982): *Mapa Geológico de España E 1:50.000. La Plaza (Teverga)*, segunda serie, 1.<sup>a</sup> ed., Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 64 pp.
- JOLY, F. (1997): *Glossaire de géomorphologie. Base de données semiologiques pour la cartographie*, Armand Colin, París, 325 pp.
- JULIVERT, M. (1958): «Geología de la Sierra del Aramo (Asturias)», *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*, 1, pp. 35-42.
- (1960): «La terminación septentrional de la cuenca de Quirós (Cordillera Cantábrica)», *Brev. Geol. Astur.*, 4 (1-2), pp. 19-34.
- (1971): «Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain», *Amer. Jour. Sci.*, 270 (1), pp. 1-29.
- J. M. FONTBOTÉ, A. RIBEIRO y L. CONDE (1972): *Mapa tectónico de la península ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 113 pp.
- LATASA, I., y F. M. UGARTE (1990): «Las formaciones coluviales de litología caliza en el piedemonte norte de la sierra de Aizkorri», *Lurralde*, 13, pp. 149-156.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1955): «Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Busto y Vidio (Asturias)», *Revista de Ciencias*, v (1), pp. 329-343.
- LOTZE, F. (1945): «Zur gliederung der Variszischen der Iberischen Meseta», *Geotektonische Forschungen*, 6, pp. 78-92. Traduc. J. M. Ríos (1950): «Observaciones respecto a la división de las variscidas de la Meseta Ibérica», *Publ. Extr. Geol. Esp.*, 5, pp. 149-166.
- MADOZ, P. (1845-1850): *Diccionario Geográfico-Estadístico-Histórico de España y sus posesiones de ultramar*, reproducción facsímil de D. Sánchez Zurro (ed.) (1985), Ámbito Ediciones, Valladolid, 445 pp.
- MAIRE, R. (1990): «La Haute Montagne Calcaire (karsts, cavités, remplissages, Quaternaire, paléoclimats)», *Karstologia-Mémoires*, 3, pp. 1-731.
- MARCO MOLINA, J. A., P. GIMÉNEZ FONT y A. PADILLA BLANCO (2018): «Procesos de clima frío en el extremo NE peninsular de la cordillera Bética. Revisión y síntesis de investigaciones previas», *Cuaternalario y Geomorfología*, 32 (3-4), pp. 39-56.
- MARINO ALFONSO, J. L., M. Á. POBLETE PIEDRABUENA y S. BEATO BERGUA (2018): «Geomorfología de los Arribes del Duero zamoranos», *Estudios Geográficos*, vol. LXXIX, núm. 285, pp. 419-444.
- MARTÍNEZ, L. C., y E. SERRANO (2008): «La naturaleza de la montaña cantábrica y su diversidad», en P. Ruiz Flaño, E. Serrano, M. A. Poblete y J. Ruiz Fernández (eds.): *De Castilla al mar. La naturaleza del paisaje en la montaña cantábrica*, Asociación de Geógrafos Españoles, Universidad de Valladolid y Universidad de Oviedo, Oviedo, pp. 11-36.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1994): «El conocimiento del periglaciario en España», en A. Gómez Ortiz, M. Simón Torres y F. Salvador Franch (eds.): *Periglaciario*

- mo en la península ibérica, Canarias y Baleares, Serv. Public. Universidad de Granada, Granada, pp. 25-31.
- MARY, G. (1983): «Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno», *Trabajos de Geología*, 13, pp. 3-35.
- MCCLUNG, D. M., y P. SCHAEERER (2006): *The Avalanche Handbook*, The Mountaineers Books, Seattle, 342 pp.
- MUGNIER, C. (1969): «El karst de la región del Asón y su evolución morfológica», *Cuadernos de Espeleología*, 4, pp. 1-146.
- MUÑOZ, J. (1982): *Geografía de Asturias*, Ayalga Ediciones, Oviedo.
- MUÑOZ SOBRINO, C., P. RAMIL-REGO y L. GÓMEZ-ORELLANA (2004): «Vegetation of the Lago de Sanabria area (NW Iberia) since the end of the Pleistocene: a palaeoecological reconstruction on the basis of two new pollen sequences», *Veget. Hist. Archaeobot.*, 13, pp. 1-22.
- MUÑOZ SOBRINO, C., P. RAMIL-REGO, L. GÓMEZ-ORELLANA y R. DIAZ VARELA (2005): «Palynological data on major Holocene climatic events in NW Iberia», *Boreas*, 34, pp. 381-400.
- NICOD, J. (1972): *Pays et paysages du calcaire*, Presses Universitaires de France, Collection SUP, París, 244 pp.
- (1997): «Les canyons karstiques. “Nouvelles approches de problèmes géomorphologiques classiques” (spécialement dans les domaines méditerranéens et tropicaux)», *Quaternaire*, 8 (2-3), pp. 71-89.
- OLIVA, M., E. SERRANO, A. GÓMEZ-ORTIZ, M. J. GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, A. NIEUWENDAM, D. PALACIOS, R. PELLITERO-ONDICOL, A. PÉREZ-ALBERTI, J. RUIZ-FERNÁNDEZ, M. VALCÁRCEL, G. VIEIRA y D. ANTONIADES (2016): «Spatial and temporal variability of periglaciation of the Iberian Peninsula», *Quat. Sci. Rev.*, 137, pp. 176-199.
- PELLITERO, R., E. SERRANO y J. J. GONZÁLEZ-TRUEBA (2011): «Glaciares rocosos del sector central de la montaña cantábrica: indicadores paleoambientales», *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37, pp. 119-144.
- PEÑA MONNÉ, J. L. (1998): «Los estudios sobre procesos de clima frío en España: balance y perspectivas», en A. Gómez Ortiz, M. Simón Torres y F. Salvador Franch (eds.): *Periglacialismo en la península ibérica, Canarias y Baleares*, Serv. Public. Universidad de Granada, Granada, pp. 43-54.
- PÉREZ-ALBERTI, A. (1979): «Nuevas observaciones sobre glacialismo y periglacialismo en el NW de la península ibérica. La Galicia sud oriental», *Acta Geol. Hisp.*, 14, pp. 441-444.
- (1988): «Procesos periglaciares e glaciares no nordeste de Galicia», *Terra, Soc. Galega Xeog.*, 3, pp. 78-85.
- y M. A. RODRÍGUEZ-GUITIÁN (1993): «Formas y depósitos de macroclastos y manifestaciones actuales de periglacialismo en las sierras orientales de Galicia», en A. Pérez Alberti, L. Guitián Rivera y P. Ramil Rego (eds.): *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los caminos jacobeos*, Consellería de Relacións Institucionais e Portavoz do Goberno, Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp. 91-105.
- y M. VALCÁRCEL (2000): «Depósitos de ladera de estructura estratificada en la Galicia oriental (noroeste ibérico)», en J. L. Peña Monné, M. Sánchez-Fabre y M. V. Lozano (eds.): *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*, Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, pp. 25-44.
- POBLETE, M. A., S. BEATO y J. L. MARINO (2016): «Los aludes de nieve en el Alto Aller: su incidencia en la carretera AS-253 del Puerto de San Isidro (Macizo Central Asturiano)», en J. J. Durán, M. Montes, A. Robador y A. Salazar (eds.): *Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 751-758.
- REDONDO, J. M., A. GÓMEZ VILLAR, R. B. GONZÁLEZ GUTIÉRREZ (2004): «Localización y caracterización morfométrica de los glaciares rocosos relictos de la sierra de Gistredo (montaña cantábrica, León)», *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, pp. 35-60.
- REDONDO, J. M., A. GÓMEZ VILLAR, R. B. GONZÁLEZ GUTIÉRREZ y J. SANTOS (2010): Los glaciares rocosos de la Cordillera Cantábrica», Universidad de León, León, 158 pp.
- RODRÍGUEZ PÉREZ, C. (1998): «Las formas del relieve y la evolución geomorfológica de la sierra de Sobia (área central de Asturias)», *Ería*, 46, pp. 131-147.
- (2008): *Geomorfología de la montaña astur-leonesa entre los puertos de Ventana y de Somiedo*, tesis doctoral inédita, Universidad de Oviedo, 365 pp.
- (2011): «La evolución geomorfológica de la media montaña cantábrica: las sierras cuarcíticas de Porcabizas y de Santa Cristina (área central de Asturias)», *Ería*, 84-85, pp. 47-75.
- (2012): «La evolución antigua del relieve en el área central de la Cordillera Cantábrica», *Ería*, 89, pp. 203-230.
- (2015): *El relieve de la montaña central asturiana: la sierra de Sobia y el macizo de Somiedo*, RIDEA, Oviedo, 180 pp.

- (2017): «Glaciarismo y nivoperiglaciarismo en el puerto de San Isidro (Cordillera Cantábrica)», en J. Ruiz-Fernández, C. García-Hernández, M. Oliva, C. Rodríguez Pérez y D. Gallinar (eds.): *Ambientes periglaciares: avances en su estudio, valoración patrimonial y riesgos asociados*, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, Oviedo, pp. 39-59.
- RUIZ FERNÁNDEZ, J. (2006): *El paisaje natural de la sierra de Juan Robre y Jana (Oriente de Asturias)*, Real Instituto de Estudios Asturianos, Oviedo, 191 pp.
- M. OLIVA, A. CRUCES, V. LOPES, M. C. FREITAS, C. ANDRADE, C. GARCÍA-HERNÁNDEZ, J. A. LÓPEZ SÁEZ y M. GERALDES (2016): «Environmental evolution in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, SW Europe) since the Last Glaciation», *Quaternary Science Reviews*, 138, pp. 31-48.
- SAEZ, J. M., y L. GÓMEZ DE BENITO (1988): «Evolución morfológica del monte Suevo (NE de Asturias)», *Ería. Revista de Geografía*, 15, pp. 80-84.
- SANTOS, J. (2010): *Glaciarismo y periglaciarismo en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)*, tesis doctoral inédita, Universidad de León, 689 pp.
- SERRANO, E. (2016): «Periglaciarismo y permafrost», *Polígonos*, 28, pp. 15-29.
- M. GÓMEZ-LENDE, R. PELLITERO y J. J. GÓNZÁLEZ-TRUEBA (2015): «Deglaciation in the Cantabrian Mountains. Pattern and evolution», *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41 (2), pp. 389-408.
- J. J. GONZÁLEZ-TRUEBA, R. PELLITERO y M. GÓMEZ-LENDE (2017): «Quaternary glacial history of the Cantabrian Mountains of northern Spain: a new synthesis», en P. D. Hughes y J. C. Woodward (eds.): *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains*, vol. 433, Geological Society, Londres, Special Publications, 433, pp. 55-85.
- TEICH, M., C. MARTY, C. GOLLUT, A. GRÉT-REGAMEY y P. BEBI (2012): «Snow and weather conditions associated with avalanche releases in forests: Rare situations with decreasing trends during the last 41 years», *Cold Regions Science and Technology*, 83-84, pp. 77-88. <<https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.06.007>>.
- UGARTE, F. M. (1992): «Glacial and periglacial morphogenesis in the Basque Mountains», en A. Cearreta y F. M. Ugarte (eds.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean region*, Universidad del País Vasco, Bilbao, pp. 235-255.
- VALCÁRCEL, M. (1998): *Evolución geomorfológica y dinámica de las vertientes en el NE de Galicia. Importancia de los procesos de origen frío en un sector de las montañas lucenses*, tesis doctoral inédita, Universidade de Santiago de Compostela, 395 pp.
- VANARA, N. (2000): «Le karst des Arbailles (Pyrénées occidentales). Contrôle tectonique, climatique, hydrologique et anthropique de la morphogenèse», *Karstologia-Mémoires*, 8, pp. 1- 320.
- VILLA, E., H. STOLL, P. FARIAS, L. ADRADOS, R. L. EDWARDS y H. CHENG (2013): «Age and significance of the Quaternary cemented deposits of the Dujé Valley (Picos de Europa, Northern Spain)», *Quaternary Research*, 79, pp. 1-5.

