

DISTRIBUCIÓN DE GLACIARES ROCOSOS RELICTOS EN LA CORDILLERA CANTÁBRICA

A. GÓMEZ-VILLAR^{(1)*}, R. B. GONZÁLEZ-GUTIÉRREZ⁽¹⁾,
J.M. REDONDO-VEGA⁽¹⁾, J. SANTOS-GONZÁLEZ⁽²⁾

¹ Departamento de Geografía y Geología,
Universidad de León.
Campus de Vegazana s/n 24071 León

² Fundación Laciana Reserva de la Biosfera, Villablino, León

RESUMEN. *Se presenta la localización de 173 glaciares rocosos relictos (atendiendo a su forma en planta: de lengua, lobulados y complejos) en seis zonas de la Cordillera Cantábrica, establecidas según factores de tipo morfoestructural y/o concentración de glaciares rocosos relictos. Se analiza cómo determinados elementos como la litología, pendiente y orientación, junto con las condiciones del relieve inicial y las características de los afloramientos rocosos (su fracturación), contribuyen a explicar el desarrollo y localización de estas formas periglaciares en la montaña cantábrica.*

Distribution of relict rock glaciers in the Cantabrian Mountains (León, Spain)

ABSTRACT. *The location of 173 complex, lobate and tongue-shaped relict rock glaciers in the Cantabrian Mountains are presented. Six zones were established based on morphostructural characteristics and/or rock glacier concentration. We analyzed the importance of lithology, slope and aspect, with original relief conditions and rock outcrops characteristics (fracturation network), in the distribution and development of these periglacial landforms.*

Palabras clave: glaciares rocosos relictos, periglaciario, Cordillera Cantábrica, León.

Key words: relict rock glaciers, periglacial, Cantabrian Mountains, León.

Enviado el 2 de octubre de 2010

Aceptado el 14 de diciembre de 2010

* Correspondencia: Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León. Campus de Vegazana s/n 24071 León. E-mail: agomv@unileon.es

1. Introducción

Los glaciares rocosos son masas de derrubios angulosos y hielo con forma lobulada, de lengua o espátula, separados del terreno adyacente por un frente muy abrupto y unos flancos muy inclinados. Presentan en su superficie surcos y crestas de disposición generalmente perpendicular a la del flujo y se desplazan lentamente ladera abajo (Barsch, 1996; Berger *et al.*, 2004). Su movimiento se debe a la deformación del hielo interno y su presencia indica la existencia de permafrost.

Según su actividad actual se clasifican como glaciares rocosos activos (*active rock glaciers*), que tienen movimiento y hielo, inactivos o no funcionales (*inactive rock glaciers*), que tienen hielo pero no se mueven, y relictos o fósiles (*relict or fósil rock glaciers*), que no tienen hielo (Martin y Whalley, 1987). El término relicto se considera más apropiado frente a fósil desde el ámbito de la Geomorfología (Barsch, 1996). Los glaciares rocosos relictos son formas heredadas (Redondo *et al.*, 2004, 2010), con una morfología similar a la de los que son funcionales. No obstante, dado que todo el hielo que contenían en su momento se ha fundido, presentan en su superficie, como consecuencia de ello, sectores con muestras de colapso y una topografía más suave que cuando eran activos.

Los glaciares rocosos relictos muestran una buena distribución en la Península Ibérica, sobre todo en Pirineos (Gutiérrez Elorza y Peña Monné, 1981; Martí y Serrat, 1995; Chueca Cía, 1991, 1992; Serrano *et al.*, 1999), aunque se pueden encontrar ejemplos en otros macizos peninsulares como la Sierra de la Demanda (Ortigosa *et al.*, 2000), la Sierra de Cebollera (Ortigosa, 1985; 1994) o la Sierra del Barco (Rubio Campos, 1991; Cruz Ramos *et al.*, 2009).

En la Cordillera Cantábrica son citados por primera vez por Clark (1981) en los Picos de Europa, aunque Llopis Lladó (1954) ya hace una breve alusión a su posible presencia en la Sierra de Ancares. Alonso (1986, 1989) y Alonso y Corte (1992) los describen en el Alto Sil y zonas limítrofes. Igualmente, se citan en el concejo asturiano de Somiedo (Marquín García y Suárez Rodríguez, 1987; Menéndez Duarte y Marquín, 1996) y en Picos de Europa (Flor y Baylón-Misioné, 1989). Castañón Álvarez (1989) y García de Celis (1991, 1997) señalan numerosos glaciares rocosos relictos en varios sectores de la Cordillera Cantábrica. Torío Fernández (1991) los cita en el entorno del Catoute y Arcos del Agua.

Posteriormente, se menciona su presencia en la Sierra de Ancares (Rodríguez Gutiérrez *et al.*, 1995; Pérez Alberti y Valcárcel Díaz, 1996; Valcárcel Díaz y Pérez Alberti, 2002), Alto Nalón (Jiménez Sánchez, 1996; Jiménez Sánchez y Farias Arquer, 2002), Montaña Central Leonesa (González Gutiérrez, 1997, 2001, 2002), Fuentes de Invierno (González Gutiérrez *et al.*, 2007), Curavacas (Frochoso Sánchez y Castañón Álvarez, 1996; Pellitero Ondicol, 2008, 2009), Picos de Europa (Serrano Cañadas y González Trueba, 2004; González Trueba, 2006) y Alto Campoo (Serrano Cañadas, 2002). Más recientemente, Rodríguez Pérez (2009) describe y cartografía algunos glaciares rocosos

con formas muy desdibujadas bajo paredes calizas de las sierras de Santa Cristina, Porcabezas, Sobia y del Rebezo, a cotas muy bajas y orientaciones diversas. Igualmente, en la última década se ha llevado a cabo una catalogación y estudio en detalle de los glaciares rocosos de la Sierra de Gistredo, en León (Redondo Vega *et al.*, 1998, 2002a, 2002b, 2002c, 2004, 2005a, 2005b; González Gutiérrez *et al.*, 2004) y se ha abordado un estudio completo de estas formas para toda la Cordillera Cantábrica (Redondo Vega *et al.*, 2010). Algunos se han incluido dentro del patrimonio geológico de la provincia de León como Lugar de Interés Geológico (Fernández Martínez *et al.*, 2009).

En la Cordillera Cantábrica se conservan un gran número de glaciares rocosos relictos. Su colonización vegetal junto con su posición topográfica, sobre y dentro de formas de origen glaciar, los caracteriza como herencias morfoclimáticas (Redondo *et al.*, 2010). Sobre el terreno se identifican porque mantienen una morfología superficial casi siempre bien conservada aunque, en ocasiones, la colonización vegetal o el aprovechamiento antrópico de ese entorno dificultan su identificación. El objetivo de este trabajo es mostrar la localización de los glaciares rocosos relictos en seis zonas de la Cordillera Cantábrica atendiendo a su tipología superficial o forma en planta (lobulados, de lengua y complejos) y caracterizar los factores que explican su distribución espacial.

2. Área de estudio

El área de estudio (Fig. 1) se extiende en línea recta a lo largo de 200 km de Oeste a Este en la Cordillera Cantábrica, entre la Sierra de Ancares y la Sierra de Peñalabra. Comprende la zona más extensa y elevada de la Cordillera Cantábrica que se prolonga,

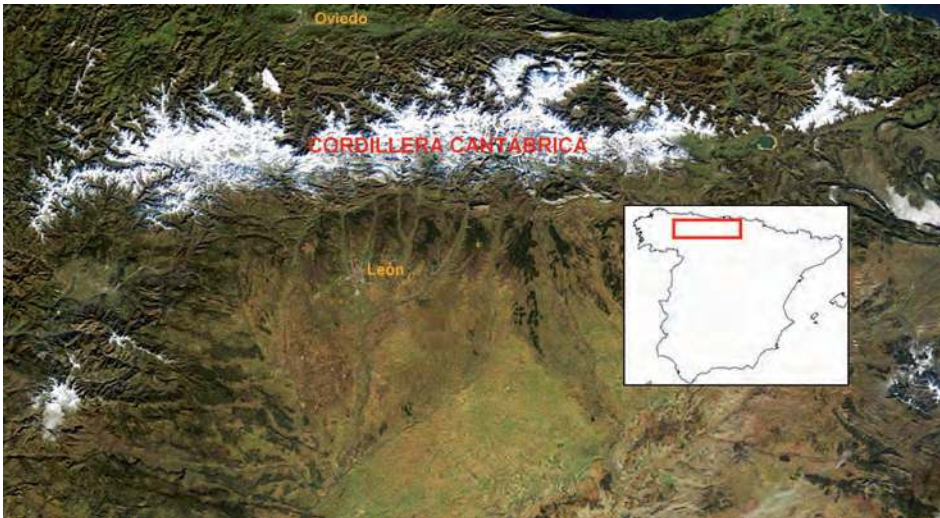


Figura 1. Área de estudio (Imagen cortesía de MODIS RAPID RESPONSE TEAM NASA/GSFC).

al Oeste, en un conjunto de sierras menores en el interior de Lugo y, por el Este, hacia las montañas burgalesas y vascas. Las mayores altitudes se localizan en la parte central del macizo de Picos de Europa (Torre Cerredo, 2650 m; Llambrión, 2642 m), pero la mayor parte de los cordales de la divisoria y también de los que por el Norte y el Sur flanquean a aquélla, suelen culminar en torno a los 2000-2100 m, salvo dos excepciones: el sector de Peña Prieta (2539 m), en la divisoria entre Palencia y Cantabria, y Peña Ubiña (2411 m), al Oeste, en la divisoria asturleonera.

En la Cordillera Cantábrica se observan claras diferencias de tipo estructural, geomorfológico y paisajístico entre sus sectores occidentales, centrales y orientales, así como entre la vertiente cantábrica y meridional, que muestran una asimetría muy marcada, más acusada cuanto mayor es la cota que alcanzan los cordales culminantes. Existe otro factor que introduce modificaciones importantes en la fisiografía: la divisoria no siempre la forman los macizos más elevados. Unas veces esa disposición responde a la intensa labor de la erosión remontante de la red fluvial cantábrica, como es el caso del macizo de los Picos de Europa. Otras veces, el juego diferencial de bloques durante la Orogenia Alpina combinado con una mayor resistencia a la erosión post-tectónica, probablemente sea el responsable de que aparezcan macizos o segmentos montañosos retranqueados y a mayor cota que la divisoria, como es el caso de los Macizos de Catoute y Mampodre.

La Cordillera Cantábrica se divide en dos zonas desde el punto de vista geológico. Al Oeste, se encuentra la *Zona Asturoccidental-Leonesa*, constituida por materiales (y estructuras) muy antiguos, desde el Precámbrico al Paleozoico Inferior, con un predominio casi exclusivo de rocas silíceas. La parte oriental de la Cordillera pertenece a la *Zona Cantábrica*, donde predominan materiales paleozoicos más modernos, con abundancia de afloramientos calcáreos devónicos y carboníferos y con una tectónica más compleja a base de mantos y escamas cabalgantes. Los dos cordales cántabros que cierran el área de estudio por el Este son estructuras de cobertera donde el zócalo paleozoico se presenta recubierto de materiales del Mesozoico Inferior, con los que culminan los cordales.

Para el análisis de la distribución de los glaciares rocosos relictos se han establecido seis zonas geográficas (Fig. 2) atendiendo a factores de tipo morfoestructural y de concentración de estas formas. Cada una de esas zonas se ha dividido en sectores de acuerdo con los principales cordales montañosos en los que se concentran la mayor parte de los glaciares rocosos:

- 1) Macizo de Catoute: Cuerno del Sil, Valdeiglesia, Arcos del Agua, Catoute, Valdoso y Vizbueno de los Fagadales
- 2) Zona Cantábrica Occidental: Ancares, Valdeprado, Sierra de Degaña-Leitariegos, Somiedo
- 3) Babia-Pajares: Puerto Ventana, Babia, Puerto Pajares
- 4) Macizo de Fuentes de Invierno-San Isidro: Fuentes de Invierno, San Isidro, Redes
- 5) Zona de Riaño: Peña Ten-Puerto del Pontón, Macizo de Mampodre, Tierra de La Reina
- 6) Zona de Palencia-Cantabria: Palencia, Cantabria

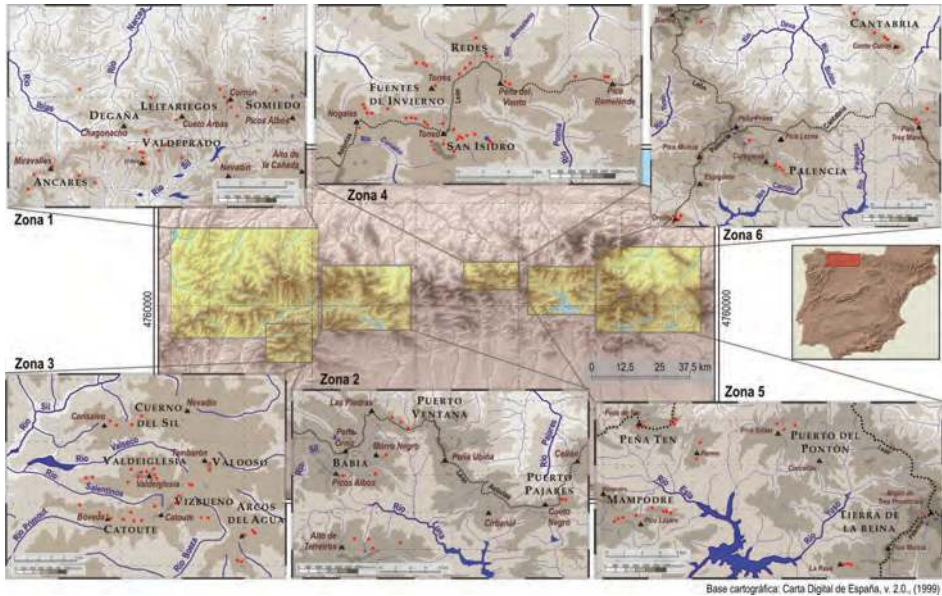


Figura 2. Distribución de los glaciares rocosos relictos en las seis zonas seleccionadas en la Cordillera Cantábrica.

1) El Macizo de Catoute lo forman cordales montañosos con marcada isoaltitud y elevada altitud media, que constituyen el nexo entre las cubetas tectónicas situadas al Sur (Noceda-Bierzo) y las depresiones intramontañosas septentrionales (Laciana, Babia). Se engloba en la *Zona Asturoccidental-Leonesa*, donde destacan las cuarcitas paleozoicas de la Serie de Los Cabos, de edad Cámbrico superior/Ordovícico Inferior (Lotze, 1958). La red del río Sil, por el Oeste, está muy encajada en el macizo, dando lugar a un relieve con laderas de fuerte pendiente, fondos de valle estrechos y donde sólo los restos de antiguas superficies de erosión, suspendidas a distintos niveles, distorsionan algo esa morfología. La presencia de restos de origen glaciar es muy importante y éstos subyacen siempre a los glaciares rocosos (Redondo Vega *et al.*, 2002; Santos González *et al.*, 2006).

2) La zona Cantábrica Occidental comprende cuatro sectores. Los tres primeros: Ancares, el entorno del Miro de Valdeprado y la Sierra de Degaña, hasta Leitariegos, corresponden al sector más occidental del macizo cantábrico incluido, litoestructuralmente, en el *Dominio Navia-Alto Sil* de la *Zona Asturoccidental-Leonesa* (Marcos, 1973; Pérez Estaún, 1975). Predominan las litologías silíceas del Paleozoico Inferior, destacando la continuidad y espesor de los afloramientos de las cuarcitas de la Serie de Los Cabos (Lotze, 1958) y, en Ancares, de la Fm Agüeira (Marcos, 1973). La intercalación de capas de pizarras, que suelen ser dominantes, con cuarcitas y areniscas genera afloramientos de facies coherentes poco potentes y con poca continuidad. El cuarto sector, Somiedo, en torno a la divisoria cantábrica, incluye los puertos situados en el Valle

de Laciana (León) y pertenece a la *Unidad Somiedo-Correcilla* de la *Zona Cantábrica* (Rodríguez Fernández y Heredia, Dirs., 1994), con presencia de cuarzoarenitas de la Formación Barrios (Comte, 1937) de edad Cámbrico medio-Ordovícico Inferior. Más al Oeste (en la *Zona Asturoccidental-Leonesa*) destacan las cuarcitas cámbricas de la Formación Cándana/Herrería. Se trata de afloramientos de potentes bancos que suelen ocupar una posición culminante.

3) La zona de Babia-Pajares cubre una amplia extensión en los cordales que delimitan al Norte y al Sur la depresión intramontañosa de Babia (áreas de Babia y cordales occidentales del Puerto Ventana) y alineación del Cueto Negro, en el Puerto de Pajares. Se corresponde con la *Unidad Somiedo-Correcilla*, de la *Zona Cantábrica*, localizándose las áreas fuente de los glaciares rocosos sobre las cuarzoarenitas de la Formación Barrios (Comte, 1937). La tectónica de esta zona (*Región de Pliegues y Mantos de la Cordillera Cantábrica*) da lugar a afloramientos discontinuos de cuarcitas y los roquedos calizos llegan a ser aquí predominantes.

4) El Macizo de Fuentes de Invierno-San Isidro, en la parte central de la Cordillera Cantábrica, comprende la zona divisoria asturleonés entre las cabeceras de los ríos Curueño y Porma (León) y Aller y Nalón (Asturias). Este sector se incluye en la *Unidad del Manto de Ponga* (Rodríguez Fernández y Heredia, 1994), de la *Zona Cantábrica*. La tectostática de pliegues y mantos ha desdoblado los afloramientos de las cuarzoarenitas cámbrico-ordovícicas de la Fm Barrios en dos alineaciones o cordales, de orientación O-E, a partir de las cuales se han establecido tres sectores: a) Redes, al Norte, entre los Puertos de San Isidro y Tarna, formando la divisoria principal cantábrica. Al Sur, entre el Puerto de Vegarada y Puebla de Lillo, la alineación montañosa ha sido dividida en dos sectores: b) el más occidental coincide con la Sierra de las Fuentes de Invierno y c) el más oriental, San Isidro, separado del anterior por el valle de Riopinos, se corresponde con la alineación Peña Aguja-Requejines.

5) La zona de Riaño, en la *Montaña Oriental de León*, incluye 4 sectores: Peña Ten, Puerto del Pontón, al Norte, y el Macizo de Mampodre, al SW, corresponden a la *Unidad del Manto de Ponga*. Los afloramientos son irregulares y de pequeño desarrollo, fruto de la tectónica muy compleja de escamas cabalgantes. Las cuarzoarenitas de la Fm Barrios se ajustan a esas estructuras cabalgantes cuando constituyen las culminaciones de los cordales montañosos. En Tierra de La Reina, al E, destacan cuarcitas de la Fm Murcia (Veen, 1965) del Devónico Superior, dentro de la *Región Pisuerga-Carrión*. Ésta y la Unidad anterior pertenecen a la *Zona Cantábrica*.

6) Palencia-Cantabria. En la zona palentina se ha trabajado en tres sectores incluidos en la *Zona Cantábrica*: entorno de Pico Orvillo, bloque del Curavacas y Pico Murcia. El primero se engloba en la *Unidad Esla-Valsurbio* (Rodríguez Fernández, 1997). En el segundo destacan los conglomerados paleozoicos de la Formación Conglomerado de Curavacas (Kanis, 1956) y en Pico Murcia las cuarcitas de la Fm Murcia del Devónico Superior. Ambos se engloban dentro de la *Unidad del Alto Carrión de la Región Pisuerga-Carrión* (Rodríguez Fernández et al., 1985).

En la zona cántabra se incluyen los cordales de Peña Sagra, Alto Campoo y Picos de Europa. El cordal de Peña Sagra, orientado al NO-SE, muestra facies areniscosas y conglomeráticas pérmicas y del Triásico Inferior (Pujalte y García Mondéjar, 1986). En Alto Campoo dominan también facies conglomeráticas mesozoicas. En este cordal aparece un conjunto de circos glaciares (Frochoso Sánchez, 1990; Frochoso Sánchez y Castañón Álvarez, 1998), orientados al NE, que es la dirección de buzamiento de las capas y coincide con una de las principales familias de diaclasas que fragmentan los bancos de conglomerados mesozoicos. El resultado es un relieve morfológicamente asimétrico: en la vertiente NE, la acumulación y duración del hielo favorecieron el desalojo de bloques de conglomerados debilitados por la densa red de diaclasas. En la vertiente sur, la acumulación del hielo y su persistencia tuvieron menor entidad, lo que unido a afloramientos con predominio de areniscas pérmicas, no lo hicieron posible.

3. Métodos

La localización de glaciares rocosos relictos se ha realizado mediante fotointerpretación de los vuelos del Servicio Geográfico del Ejército, fechado en 1956/57, a escala 1:33.000 y del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (MAPA), de 1990, a escala 1:20.000 y ortofotos en color de la Junta de Castilla y León, de 2008, y comprobación posterior con trabajo de campo.

En total se han seleccionado 173 glaciares rocosos relictos repartidos en las seis zonas geográficas de la Cordillera Cantábrica, indicadas en el apartado anterior. Cada uno de ellos se ha adscrito a una de las tres tipologías establecidas atendiendo a su forma en planta: 1) *glaciares rocosos lobulados* (Wahrhaftig y Cox, 1959; Humlum, 1982; Parson, 1987; André, 1992; Barsch, 1996); 2) *glaciares rocosos de lengua* (White, 1971; Corte, 1987; Barsch, 1996); 3) *glaciares rocosos complejos* (lobulados complejos, Serrano y Agudo, 1998).

4. Distribución espacial de los glaciares rocosos

La Figura 2 muestra la distribución de los 173 glaciares rocosos relictos en las seis zonas establecidas en la Cordillera Cantábrica y la Figura 3 su distribución por tipologías.

El Macizo de Catoute registra la mayor concentración de estas formas periglaciares de toda la Cordillera Cantábrica, con 48 ejemplares (Figs. 2 y 3), distribuidos en una amplia franja altitudinal (1350-1995 m). Destaca la concentración en las áreas de Valdeiglesia, 17, y del Catoute, 13, (Fig. 2), aquí con un desarrollo desigual, ya que son relativamente frecuentes los de morfología lobulada, de menor dimensión. Se han identificado 3 glaciares rocosos complejos: dos en Valdeiglesia (Fig. 4) y un tercero en el Catoute. Los sectores que registran una menor presencia son Valdoso y Vizbueno. Predominan los

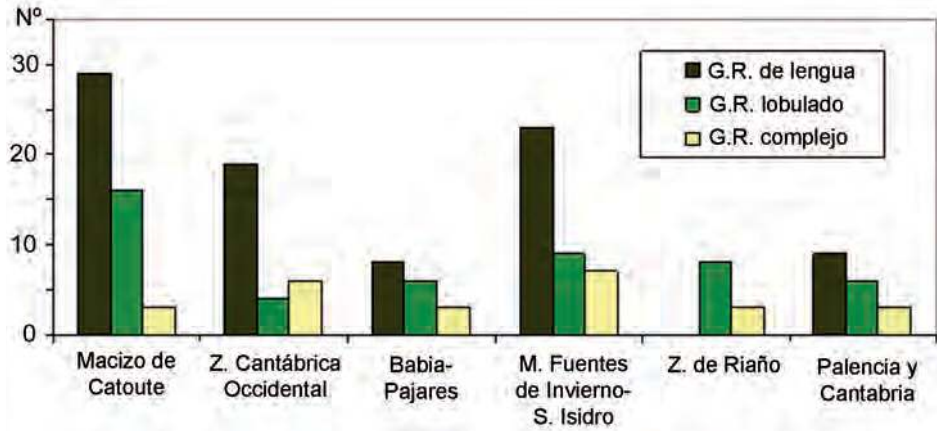


Figura 3. Distribución de los tipos de glaciares rocosos en las zonas de estudio.



Figura 4. Glaciar rocoso complejo en la vertiente occidental de Valdeiglesia (Macizo de Catoute) formado por una sucesión de lóbulos.



Figura 5. Glaciar rocoso de lengua de Braña Librán, Salientes (Macizo de Catoute).

de lengua, 29 (Fig. 5), sobre los lobulados. En este macizo se encuentran algunos de los glaciares rocosos de lengua más largos de toda la Cordillera, como Lago Este (1204 m), en Valdeiglesia, y Peña Cefera (743 m), en Arcos del Agua. Presentan mayor diversidad de orientaciones que en otros macizos cantábricos (N, E y O). Se localizan de forma preferente en el fondo de circos de origen glaciar orientados al N. Los lobulados ocupan los flancos de los circos, donde el menor aporte de clastos y bloques, por la posición transversal de las discontinuidades respecto a la ladera y la orientación menos favorable, han determinado su constitución lobulada. Los de tipo complejo, dos, se instalan al pie de taludes de derrubios y canchales, y un tercero apoyado sobre una pequeña cubeta de sobreexcavación glaciar. Casi todos se desarrollan a partir de afloramientos de cuarcitas paleozoicas cámbrico-ordovícicas de la Serie de Los Cabos. Sólo dos, en Valdoso, se han formado a partir de las cuarzoarenitas de la Fm Cándana, del Cámbrico Inferior. El resto de las litologías que afloran en las zonas culminantes del Macizo no han generado glaciares rocosos.

La segunda zona en cuanto a concentración de glaciares rocosos relictos, 39, es el Macizo de Fuentes de Invierno-San Isidro, donde cabe destacar la mayor presencia de glaciares rocosos de lengua (23) y su buen estado de conservación. En los cordales de Redes (15) y Fuentes de Invierno (12), la mayoría de ellos son de tipo lengua y sus áreas fuente se localizan por encima de los 1800 m. Están bien desarrollados y su frente, densamente colonizado por la vegetación, a veces se abre en forma de espátula al alcanzar sectores de cabecera de los valles de menor pendiente (umbrales, rellenos fluvio-glaciares) dejados por la dinámica glaciar previa. En Redes, su densa cubierta vegetal presenta

incluso vegetación arbórea en los frentes y también en los surcos longitudinales y transversales. En la alineación de San Isidro hay 12 glaciares rocosos, casi la mitad de tipo lobulado y de reducidas dimensiones (Fig. 6), lo que diferencia a este sector de los dos anteriores. La orientación preferente es al NE o al NNO. Las áreas fuente están a mayor altitud (1900-2000 m). Destaca el conjunto de glaciares rocosos lobulados, con alguna pequeña lengua intercalada, en el cordal del Pico Sentiles. Se localizan al pie de escarpes enérgicos de las cuarzoarenitas, en los flancos de los circos o en las artesas principales. En los glaciares rocosos de este sector y en su entorno abundan las arenas generadas a partir de la arenización *in situ* y post-sedimentaria de los cantos y bloques de cuarzoarenita (también se ha observado este efecto en Mampodre). Su presencia ha debido favorecer su colonización vegetal, superior a la de otras zonas de la Cordillera.

En la zona Cantábrica Occidental se localizan 29 glaciares rocosos relictos; la mitad de ellos, de escaso desarrollo longitudinal, se concentra en el área de Valdeprado (Tabla 1), predominando casi a partes iguales los de lengua y complejos. La abundancia de canchales y campos de piedras, a veces intercalados con los propios glaciares rocosos, dificulta su localización, la mayor parte de ellos situados por encima de los 1500 m. Las áreas de Degaña-Leitariegos, Somiedo y Ancares albergan pocos ejemplares, casi todos con morfología en lengua, densamente colonizados por la vegetación y diseminados espacialmente en una amplia franja altitudinal (1450-1950 m). En los dos primeros sectores están bien desarrollados, mientras que en Ancares sus dimensiones son modes-



Figura 6. Glaciar rocoso lobulado en Cebollado (San Isidro).

Tabla 1. Distribución de los tipos de glaciares rocosos por zonas y sectores en la Cordillera Cantábrica

ZONAS	G.R. DE LENGUA	G.R. LOBULADO	G.R. COMPLEJO	TOTAL
MACIZO DE CATOUTE				
Cuerno del Sil	2	3		5
Valdeiglesia	11	4	2	17
Arcos del Agua	4	3		7
Catoute	10	2	1	13
Valdoso		3		3
Vizbueno de los Fagadales	2	1		3
TOTAL	29	16	3	48
MACIZO FUENTES DE INVIERNO-SAN ISIDRO				
Fuentes de Invierno	8	1	3	12
San Isidro	6	5	1	12
Redes	9	3	3	15
TOTAL	23	9	7	39
ZONA CANTÁBRICA OCCIDENTAL				
Ancares	4		1	5
Valdeprado	6	2	5	13
Sierra de Degaña-Leitariegos	4	1		6
Somiedo	4	1		5
TOTAL	18	4	4	29
ZONA DE RIAÑO				
Peña Ten-	4	3		7
Macizo de Mampodre	4	3	1	8
Tierra de La Reina- Pto. del Pontón	3	2	2	7
TOTAL	11	8	3	22
BABIA-PAJARES				
Puerto Ventana	3		1	4
Babia	2	5	2	9
Puerto Pajares	2	2		4
TOTAL	7	7	3	17
PALENCIA-CANTABRIA				
Palencia	4	3	2	9
Cantabria	5	3	1	9
TOTAL	9	6	3	18

tas y sólo uno sobrepasa los 300 m de longitud. Sus orientaciones oscilan entre el ONO (en Somiedo) y NE. Sus áreas fuente se sitúan entre 1710-1920 m.

En las zonas restantes el número de glaciares rocosos relictos disminuye y oscila entre los 22 de la zona de Riaño, 18 en Palencia y Cantabria y 17 en Babia-Pajares.

En la zona de Riaño hay diferencias en cuanto a su localización por sectores: Los de Mampodre (8, con representación de las tres tipologías), orientados al N, se localizan en el fondo de circos glaciares excavados en cordales secundarios. Alguno muestra una densa y extensa cubierta vegetal. Las lenguas aparecen mejor desarrolladas, a pesar de que las áreas fuente sólo en dos casos están por encima de los 1900 m de altitud. Los de Peña Ten, localizados a mayor altitud (áreas fuente por encima de los 2100 m), están menos desarrollados, más dispersos por la zona y se orientan al E, NE o incluso alguno al S. En el sector de Tierra de la Reina-Pto. del Pontón hay 7, dos de ellos de tipo complejo. Son glaciares rocosos bien desarrollados, con clara orientación N o NNE y áreas-fuente en torno o por encima de los 2000 m. Se incluye el caso aislado del glaciar rocoso lobulado de Hoyo Empedrado, generado a partir del *stock* granodiorítico de las Agujas de Cardaño. Salvo en este último caso, se trata de cuarcitas devónicas de la Fm Murcia (Veen, 1965), englobadas dentro de la *Región Pisuerga-Carrión*, de la *Zona Cantábrica*.

En Babia-Pajares los afloramientos cuarcíticos son discontinuos, controlando la dispersa localización de los glaciares rocosos. Los roquedos calizos llegan a ser aquí predominantes, al contrario de lo que ocurría en la *Zona Asturoccidental-Leonesa*, lo que explicaría que se localicen también algunos de los escasos ejemplos de toda la Cordillera sobre litologías no silíceas. Se han localizado 17 de dimensiones modestas. Tres tienen morfología compleja y el resto, a partes casi iguales, son de lengua, muchos densamente colonizados, o lobulados. Su orientación varía del ONO, NO, NE, al N (la mitad de ellos). Su localización altitudinal está comprendida entre los 1450 y 1980 m.

En la zona palentina de la Cordillera Cantábrica hay 9 glaciares rocosos. En el entorno de Pico Orvillo son de tipo lobulado o lenguas embrionarias, con una morfología compleja. Se instalan entre los 1600 y 1900 m. La altitud del área fuente se sitúa por encima de 1875 m. Se localizan en el fondo de circos glaciares con diversas orientaciones, instalados a partir de las cabeceras torrenciales preglaciares. Por este motivo, los glaciares rocosos no tienen una orientación preferente tan evidente como en otras zonas. En el bloque del Curavacas, muestran cantos y bloques de grandes dimensiones puesto que se han desarrollado a partir de los conglomerados de la Formación Conglomerado de Curavacas (Kanis, 1956). El de Pico Murcia se ha formado a partir de las cuarcitas de la Fm Murcia del Devónico Superior. En ambos casos se ubican en la *Unidad del Alto Carrión de la Región Pisuerga-Carrión* (Rodríguez Fernández et al., 1985) de la *Zona Cantábrica*. Sus áreas fuente se sitúan muy altas, superando los 2000 m y todos aparecen a partir de los 1700 m de altitud. Se trata de lenguas bien desarrolladas que, a pesar de la altitud, están bastante colonizadas por la vegetación, aunque aún son perceptibles los surcos y crestas de los mismos.

En la zona cántabra se han localizado 9 glaciares rocosos, 5 de ellos en el Cordal de Peña Sagra, con orientación al N o NNE; la altitud del área fuente se sitúa entre 1850 y 2025 m. Se ubican sobre y por encima de formas erosivas y de acumulación glaciaria bien conservadas y muestran en superficie grandes bloques de conglomerados. La extensa cubierta vegetal que presentan casi siempre dificulta la observación de las crestas y surcos. En el sector de Alto Campoo se localizan otros 3. Destaca la altitud de su área fuente (entre 2067-2106 m) y la elevada cota a la que se sitúan tanto sus raíces como los frentes. Uno de ellos ha sido intensamente modificado por la construcción de las infraestructuras de las pistas de esquí de Alto Campoo (Serrano, 2002). Estos son los glaciares rocosos más orientales de la Cordillera Cantábrica, ya que en otras sierras situadas más al E, las condiciones topográficas y/o litológicas parece que no fueron adecuadas para la génesis de estas formas. Por último, en los Picos de Europa, sorprende el contraste entre la escasez de estas formas y las favorables condiciones topográficas y altitudinales para su desarrollo, puesto que sólo se ha localizado uno. En realidad, existen otras formas que recuerdan a glaciares rocosos (Clark, 1981; Serrano y González Trueba, 2002), pero que presentan una morfología poco nítida. Algunos de ellos, como los señalados en Cordiñanes por Frochoso Sánchez y Castañón Álvarez (1998) han sido reinterpretados.

5. Factores que influyen en la génesis y distribución de los glaciares rocosos

El estudio de los glaciares rocosos y determinados factores geoambientales (litología, altitud, exposición) contribuyen a explicar su génesis y desarrollo, a la vez que las condiciones del relieve inicial y las características de los afloramientos rocosos (su fracturación), también influyen en su desarrollo y aportan información sobre los contrastes que existen entre ellos en las distintas zonas de la Cordillera Cantábrica.

5.1. El control litoestructural en la génesis de los glaciares rocosos

El análisis de los macizos montañosos y de los cordales y alineaciones principales de la Cordillera Cantábrica en donde se localizan glaciares rocosos, permite destacar su homogeneidad litológica (Fig. 7) como una de sus señas de identidad. Dentro de una misma Zona Geológica, las litologías que los componen son muy parecidas o idénticas: cuarcitas o cuarzoarenitas del Paleozoico Inferior, como ocurre en el Macizo de Catoute o en la zona Cantábrica Occidental, ambas pertenecientes a la *Zona Asturoccidental Leonesa*. Alonso (1989) y Alonso y Corte (1992) ya señalaron este aspecto para las Sierras de Degaña y para Laciana, respectivamente.

En esas dos zonas, la continuidad y espesor de los extensos afloramientos de las cuarcitas paleozoicas de la Serie de Los Cabos y de la Formación Cándana-Herrería, así como su coincidencia con los cordales más altos de estas sierras, puesto que potentes bancos de estos afloramientos ocupan posiciones culminantes, las convierten en excelentes áreas fuente para la génesis de los glaciares rocosos. Además, la estructura del

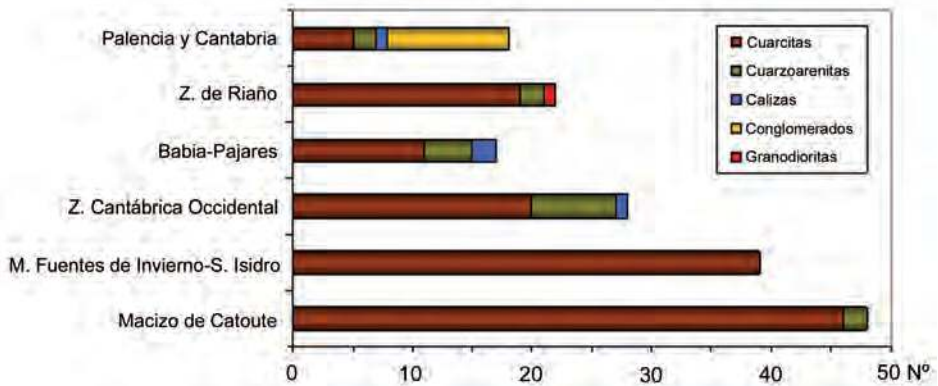


Figura 7. Distribución de los glaciares rocosos relictos por litologías en las seis zonas estudiadas.

macizo paleozoico, con capas subverticales dispuestas de forma transversal al eje de las artesas glaciares, ha favorecido el desalojo de bloques y clastos a favor de las juntas de estratificación de las series cuarcíticas. Este hecho es patente sobre todo cuando la pared del fondo de los circos coincide con esos afloramientos de rocas competentes, en cuyo caso se generaron los glaciares rocosos de lengua más singulares de las sierras. Así, las principales concentraciones de estas formas aparecen ligadas a esos afloramientos, sobre todo cuando al factor litológico se unen otros como la posición, la altitud y orientación de los afloramientos y la magnitud de las cabeceras trabajadas por los glaciares (circos), entre otros.

Sin embargo, en aquellos sectores donde se intercalan capas de cuarcitas con pizarras y areniscas se generan afloramientos de facies coherentes poco potentes y discontinuas y no constituyen buenos resaltes para generar glaciares rocosos, como sucede, por ejemplo, en Ancares, donde son escasos, dado el reducido número de afloramientos favorables como área fuente. Así, los clastos de pizarra no suelen aparecer en la composición de los glaciares rocosos, a pesar de sí hacerlo en las estructuras de sus áreas fuente. Dos factores han podido influir para que su presencia no se dé: El primero es estructural, dado que las pizarras se localizan intercaladas en finas capas entre bancos de cuarcita y arenisca más potentes, por lo que los clastos suministrados desde el área fuente serían de menor dimensión. En segundo lugar se trata de pizarras de alta friabilidad, con lo que su alterabilidad está asegurada; por eso, el tiempo transcurrido desde la formación de los glaciares rocosos ha podido permitir la desaparición de los fragmentos de pizarra que tuvieron que contener al ser aquéllos menos numerosos, de menor tamaño y muy alterados. La forma de presentarse la roca, que depende de su condición litoestructural, parece que influye en la génesis de los glaciares rocosos (Wahrhaftig y Cox, 1959): las rocas que se fragmentan a partir de la pizarrosidad y esquistosidad no favorecen su formación, pero las más competentes y compactas sí son favorables.

La relación entre afloramientos de cuarcita y la presencia de glaciares rocosos fósiles está clara por lo que se refiere a la *Zona Asturoccidental-Leonesa*. En la *Zona Cantábrica* ocurre algo parecido aunque cambien las formaciones, su edad absoluta, o el hecho de que las cuarcitas de la parte occidental de la Cordillera Cantábrica dan paso, a veces, a cuarzoarenitas con síntomas de alteración (ocurre en San Isidro y Mampodre). Así, en el cordal de Fuentes Invierno-San Isidro, donde se da también una elevada concentración de glaciares rocosos, éstos aparecen ligados a las cuarcitas de la Fm Barrios (Comte, 1937). Lo mismo ocurre con los localizados en los cordales de la divisoria del Parque Natural de Redes, o en los que sirven de divisoria con Asturias, entre los puertos de San Isidro y Tarna. Aquí, a veces, los de lengua se apoyan sobre litologías no cuarcíticas, pero su área fuente siempre la tienen sobre la formación mencionada. Algo similar sucede con los de las alineaciones meridionales del Macizo de Mampodre (zona de Riaño). Los glaciares rocosos de lengua de la Sierra de Cebolleda (también en esa zona) se ubican en el fondo del circo glaciar del Pico Gildar o en cordales derivados de éste, en los que la tectostática herciniana ha dejado afloramientos aislados de cuarcitas competentes que, debido a la erosión diferencial, se han mantenido enhiestos en posiciones de cabecera del circo asegurando un buen suministro de clastos. En Babia-Pajares la discontinuidad de los afloramientos cuarcíticos implica su localización precisa pero dispersa espacialmente; la mayoría se ha desarrollado a partir de cuarcitas de la Fm Barrios y en el resto predominan en su composición calizas y cuarzoarenitas de la Fm Herrería. En la montaña de Palencia también aparecen ligados a la presencia de rocas cuarcíticas compactas de la Fm Camporredondo del Devónico Superior (Rodríguez Fernández *et al.*, 1985), o sobre las cuarcitas de la Fm Murcia (Van Veen, 1965).

En otras litologías, los ejemplos son puntuales en toda la Cordillera Cantábrica. En el Macizo de Curavacas están los situados sobre Conglomerados de la Fm homónima, o los que se localizan en el cordal de Peña Sagra, en Cantabria, generados a partir de los conglomerados mesozoicos; en Picos de Europa, uno en calizas y el resto de los glaciares rocosos cántabros en conglomerados. El del Hoyo Empedrado (zona de Riaño), se ha formado a partir de un afloramiento de granodioritas. En calizas, aunque son muy abundantes los macizos calcáreos con buenas condiciones para la génesis de glaciares rocosos, son muy pocos los ejemplos recogidos. Por un lado, la agresiva acción de disolución de las aguas de escorrentía en ambientes de alta montaña ha podido destruir las formas generadas en su día y hoy se presentan bajo la forma de grandes desprendimientos o derrubios de ladera con aspecto de caos de bloques. Por otro lado, es posible que la formación de un glaciar rocoso sobre un sustrato calcáreo (normalmente karstificado) tenga bastante dificultad. Estos medios se caracterizan por su escasa retención de agua que pasa fácilmente a circular en profundidad por el karst, entorpeciendo la génesis y conservación del hielo intersticial de los derrubios. Por eso, quizá, varios de los pocos ejemplos de glaciares rocosos con material calcáreo existentes se han desarrollado cuando fluyeron sobre un sustrato pizarroso que aseguró una mayor presencia de agua y hielo subyacente, como es el caso de los dos ubicados en la zona de Babia-Pajares.

Lo señalado hasta ahora indica un rígido control litológico en la morfogénesis de los glaciares rocosos, de manera que la litología se convierte en un factor básico que

explica su existencia o, al menos, su persistencia (Redondo *et al.*, 1998). A este aspecto hay que añadir un factor estructural, muy relacionado con la fracturación densa y regular de los macizos que los alimentan y con la disposición de las discontinuidades respecto al relieve (Evin, 1985, 1987 y 1988; Francou, 1982, entre otros), tal como se comprobó en estudios anteriores en la zona del Macizo de Catoute (Redondo Vega *et al.*, 2002a). Aquí, la constatación de que no en todos los fondos de circo de esta zona, que debieron estar en condiciones paleoclimáticas similares, se han desarrollado estas formas, habiendo en algunos casos importantes afloramientos de las litologías paleozoicas que sí los han generado en otros circos, llevó a sospechar en la existencia de dicho factor estructural, que habría podido influir decisivamente en el amplio desarrollo que alcanzan estas formas en determinadas localizaciones, mientras que en otras aparentemente similares no lo hacen. Los resultados obtenidos reflejaron tres hechos:

- La distribución y el grado de desarrollo de los glaciares rocosos parecen estar parcialmente controlados por la fracturación de los estratos y la disposición de éstos con relación al plano de la ladera.

- Las formas más desarrolladas han sido alimentadas por macizos/áreas fuente extensas en los que los estratos se disponen paralelos o subparalelos al plano de la pared de fondo del circo, presentan un buzamiento elevado y a favor de la pendiente. La estratificación y su familia de diaclasas paralelas son las principales responsables del aporte de material a los glaciares rocosos. Los de tipo lobulado se localizan habitualmente en los flancos de los circos, bajo paredes mucho más reducidas, con estratos perpendiculares u oblicuos al plano de la ladera. Los aportes laterales han sido los más importantes y han corrido a cargo de las familias de diaclasas paralelas al plano de la ladera.

- En todos los casos el aporte fundamental de materiales depende siempre de las familias paralelas o subparalelas al plano de la pared del circo. Este hecho también se observa en otras zonas de la Cordillera Cantábrica, sobre todo en los casos de los glaciares de lengua que alcanzan mayor desarrollo longitudinal. No obstante, al no haberse hecho mediciones precisas en otros macizos/áreas fuente (a veces el acceso para realizar las mediciones sobre el terreno es muy difícil), se deben considerar como provisionales estas conclusiones.

En cualquier caso, la cuestión a plantear es si los glaciares rocosos sólo se formaron a partir de áreas fuente de cuarcita o cuarzoarenitas, o sólo éstos han mantenido su morfología hasta nuestros días, dada la mayor resistencia de esos roquedos a ser desmantelados por los procesos erosivos o de alteración. No se debe olvidar que, probablemente, se formaran también en lugares favorables al pie de escarpes rocosos enérgicos calcáreos o pizarrosos, con altitudes elevadas y orientación norteña, pero que no han persistido por su menor resistencia a la erosión en sentido amplio.

5.2. La orientación de los glaciares rocosos

Los glaciares rocosos relictos de la Cordillera Cantábrica se orientan preferentemente al N en todas las zonas estudiadas, especialmente en el arco N-NNE-NE (Fig. 8).

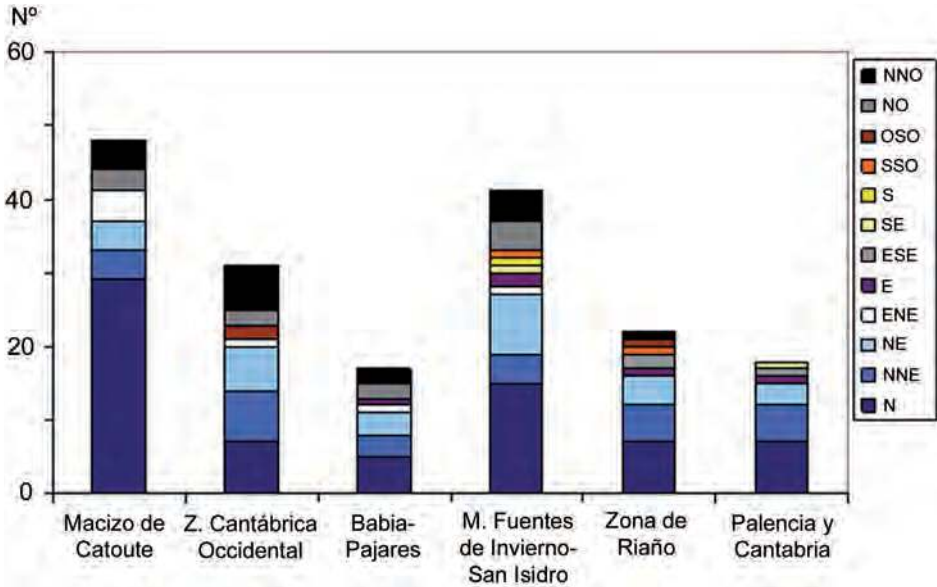


Figura 8. Orientación de los glaciares rocosos relictos de la Cordillera Cantábrica.

Este hecho se observa claramente en las zonas más occidentales estudiadas, como en el Macizo de Catoute, donde más de la mitad muestra exposición N. Hay algún ejemplo con orientación más meridional aunque se trata de formas embrionarias. En las zonas más orientales se encuentran en un escaso número con orientación meridional. Sólo se ha localizado uno, lobulado, en el Macizo de Fuentes de Invierno-San Isidro, con orientación neta al S. Está situado por encima de los 1900 m de altitud y resguardado por las escarpadas paredes del circo en cuyo fondo se localiza, y cuya culminación supera ampliamente los 2000 m (2141 m).

Por tipologías (Fig. 9), los glaciares rocosos de tipo lengua más desarrollados y los de morfología compleja, se orientan claramente al N-NNE-NE y NNO. Se localizan principalmente en el fondo de circos glaciares orientados al N, ya que esa orientación aseguró durante más tiempo unas condiciones climáticas idóneas para su génesis y mantenimiento. Los lobulados, que generalmente ocupan los flancos de los circos glaciares, presentan orientaciones diversas aunque predominan las septentrionales; incluso hay algún ejemplo de orientación al S, tal como se ha señalado, a muy elevada altitud. En algunas zonas, como la Sierra de Catoute, la orientación de los glaciares rocosos de lengua (NNE) aparece corregida hacia el N respecto a la orientación general de los circos glaciares de la Sierra, que es de 50° NE, (Redondo Vega *et al.*, 1998; Redondo Vega *et al.*, 2002a).

La estrecha relación que existe entre exposiciones umbrías y presencia de glaciares rocosos ha sido comprobada por varios autores tanto en montañas españolas (Chueca,

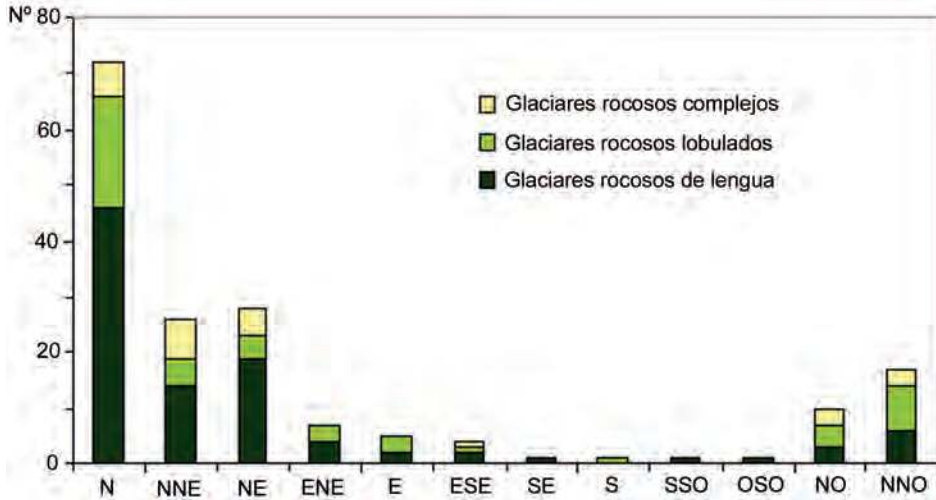


Figura 9. Orientación de los glaciares rocosos relictos de lengua, lobulados y complejos de la Cordillera Cantábrica.

1989 y Serrano y Agudo, 1989) como en otros ambientes montañosos del hemisferio Norte (Calkin *et al.*, 1987; Sloan y Dyke, 1998; Humlum, 2000). Los glaciares rocosos “prefieren” una localización con una reducida radiación solar directa, la cual impediría la presencia de hielo intersticial o de los núcleos de hielo (Barsch, 1996). Así, las formas mejor desarrolladas se localizan al pie de circos glaciares de elevadas y extensas paredes que no sólo proporcionaron material sino también proyectaron sombra el mayor tiempo posible a fin de asegurar la permanencia del hielo intersticial, lo que implica que el abanico de orientaciones que presentan los distintos tipos de glaciares rocosos en cada zona tiene que ver con dos hechos interrelacionados: 1) las condiciones del relieve inicial y 2) la orientación de los circos que los albergan.

1) Las condiciones del relieve inicial (forma y extensión de los afloramientos que constituyen su área fuente) es un factor primordial que se relaciona con la orientación, la cual contribuyó a controlar la diferente evolución morfogenética de las vertientes de los cordales montañosos. La morfología dispar que caracteriza los sectores altos de las laderas, según su orientación septentrional o meridional, es el resultado de un proceso de excavación glaciar previo asimétrico. En las vertientes septentrionales se generaron circos glaciares con amplias paredes verticales, debido a la intensa labor de zapa del hielo, que constituirán el área fuente de los glaciares rocosos. Por el contrario, en las cabeceras fluviotorrencales preglaciares orientadas al S, los circos están poco desarrollados, porque la acción del hielo fue menos intensa y duradera, y los afloramientos rocosos son de escasa entidad.

Así, en los cordales montañosos más altos de la Cordillera Cantábrica, alineados de O a E, que constituyeron amplias zonas de acumulación de hielo durante las glaciaciones

cuaternarias, se fueron labrando profundos circos, orientados al N sobre las cabeceras torrenciales preglaciares. Éstos son los emplazamientos en los que, desaparecido el hielo glaciar, se asientan los glaciares rocosos sobre todo cuando, además, en las mismas existen afloramientos de cuarcitas o cuarzoarenitas paleozoicas. El volumen de material aportado en cada emplazamiento concreto influirá finalmente en su morfología. Los glaciares rocosos se superponen y fosilizan a las formas de origen glaciar, convirtiéndose en herencias morfoclimáticas.

2) La orientación de los circos glaciares que albergan los glaciares rocosos que depende, a su vez, de la disposición concreta y continuidad de los cordales montañosos, principales o secundarios, sobre los que se asientan. Por ejemplo, en la zona de Fuentes de Invierno-San Isidro, la divisoria asturleonés, rectilínea, en dirección O-E, entre el Puerto de Vegarada y San Isidro, hace que todas las cabeceras del cordal de Fuentes de Invierno acojan circos de origen glaciar orientados al N, que encierran glaciares rocosos de lengua con similar orientación septentrional. Por eso, la mayoría de los glaciares rocosos de lengua o complejos situados en ese cordal, tienen una clara orientación N (Fig. 10). Por el contrario, el sector más oriental de esa zona, entre el Puerto de San Isidro y el de Tarna, se caracteriza porque el cordal principal de la divisoria es más recortado y con direcciones cambiantes hacia el NE o hacia el SE, por influencia morfoestructural, de manera que esas son, a veces, las orientaciones de los circos que contienen los glaciares rocosos, de tipo lengua, que adoptan semejantes orientaciones en esos casos. Por eso, las otras morfologías que aparecen en ese sector, todas se orientan al NE, NO y N.

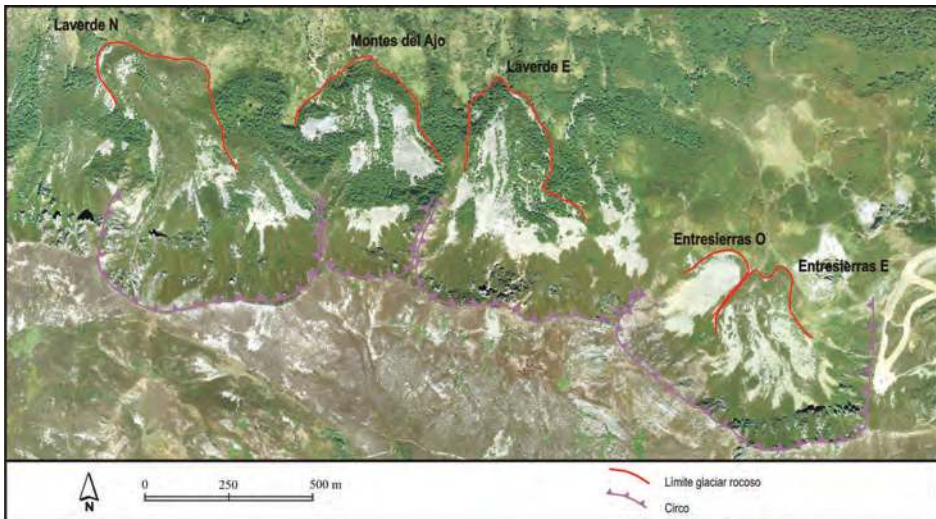


Figura 10. Localización de algunos glaciares rocosos relictos en el sector oriental de Fuentes de Invierno (Macizo de Fuentes de Invierno-San Isidro).

Un comportamiento similar se observa en otros cordales de zonas adyacentes como los que limitan Babia por el N (Puerto de Ventana o Macizo de Picos Albos-Las Verdes) en los que vuelven a aparecer glaciares rocosos de lengua orientados al NE y E, a partir de cordales de orientación NE-SE o N-S, respectivamente, o en la zona de Riaño, entre el Puerto de Tarna y el Puerto Pontón. Pero estas situaciones mencionadas, junto con algunos ejemplos de formas lobuladas (éstas sí, con unas orientaciones más diversas), son excepciones a la norma general de su orientación N.

5.3. El factor altitud

La altitud es otro factor que influye decisivamente en la génesis de los glaciares rocosos porque impone unas determinadas condiciones climáticas.

En la Tabla 2 se recoge la distribución (en %) de los glaciares rocosos en la Cordillera Cantábrica en función de categorías altitudinales correspondientes a la raíz. Esa distribución se ha hecho atendiendo a la altitud de la raíz (altura del punto medio más alto donde arranca) y a la del frente (altura del punto medio de la parte terminal). Más del 73 % del total arranca entre los 1600-1900 m (el 51 % entre 1700-1800 m). Por tipologías, ese intervalo es el dominante en los de tipo lengua y, sobre todo, en los complejos (el 84% se desarrolla a esas altitudes). El 14,5 % de los glaciares rocosos comienza a desarrollarse entre 1900-2000 m, correspondiendo en su mayor parte a los de tipo lobulado. Solo hay uno, lobulado (el de Hoyo Empedrado, en la zona de Riaño), que se instala por encima de los 2200 m de altitud. Así mismo, existe una diferencia significativa entre los de lengua y los lobulados: más de la mitad de las raíces de los primeros se inician en el intervalo de 1600-1800 m, mientras que en los lobulados esa frecuencia se da a mayor altitud (1800-2000 m). El intervalo altitudinal de 1600-1700 m se puede considerar de transición, en el cual se localiza un 20% de las raíces de los glaciares rocosos lobulados y complejos. Por debajo de 1500 m, sólo se observa el inicio de apenas un 3 % de ellos y en torno a un 1 % por debajo de 1400 m, de manera que se puede considerar esa altitud como el umbral límite para la formación de glaciares rocosos en las seis zonas de la Cordillera Cantábrica.

Las altitudes que alcanzan los frentes oscilan entre 1300-2000 m (con la excepción señalada anteriormente del glaciar rocoso de Hoyo Empedrado, por encima de 2200 m) y algunos ejemplos de la zona Cantábrica Occidental, que descienden por debajo de los 1200 m). El 66,3 % de los glaciares rocosos tiene sus frentes entre 1500-1800 m. Por tipologías, en ese tramo altitudinal se localiza el 62,6 % de los frentes de los de tipo complejo. La distribución de las altitudes de los frentes, a modo de sierra (Fig. 11) está relacionada con las distintas morfologías, correspondiendo, en general, los picos más marcados (mayores desniveles entre raíz y frente) a los de lengua y alguno de tipo complejo.

Algunos autores (Burger *et al.*, 1999) señalan que los glaciares rocosos se generan principalmente cuando el área comprendida entre la *snowline* y la *timberline* es grande.

Tabla 2. Distribución (%) de los glaciares rocosos en función de categorías altitudinales correspondientes a la raíz y frente

A. RAÍZ (m)	Todos G.R.	G.R. lengua	G.R. lobulados	G.R. complejos
1200-1300	0,6	1,0		
1300-1400	0,6		2,0	
1400-1500	1,7	3		
1500-1600	6,9	7,1	6,1	8,0
1600-1700	22,5	25,3	19,4	20,0
1700-1800	26,6	28,3	20,4	32,0
1800-1900	24,3	21,2	26,5	32,0
1900-2000	14,5	12,1	22,4	8,0
2000-2100	1,7	2,0	2	
2100-2200				
2200-2300	0,6		2,0	

A. FRENTE (m)	Todos G.R.	G.R. lengua	G.R. lobulados	G.R. complejos
1000-1100	0,6	1,0		
1100-1200	0,6		2,0	
1200-1300				
1300-1400	1,2	2,0		
1400-1500	9,8	15,2		8,0
1500-1600	20,8	20,2	20,4	24,0
1600-1700	22,0	23,2	16,3	28,0
1700-1800	23,7	19,2	26,5	36,0
1800-1900	12,1	12,1	16,3	4,0
1900-2000	8,7	7,1	16,3	
2000-2100				
2100-2200				
2200-2300	0,6		2,0	

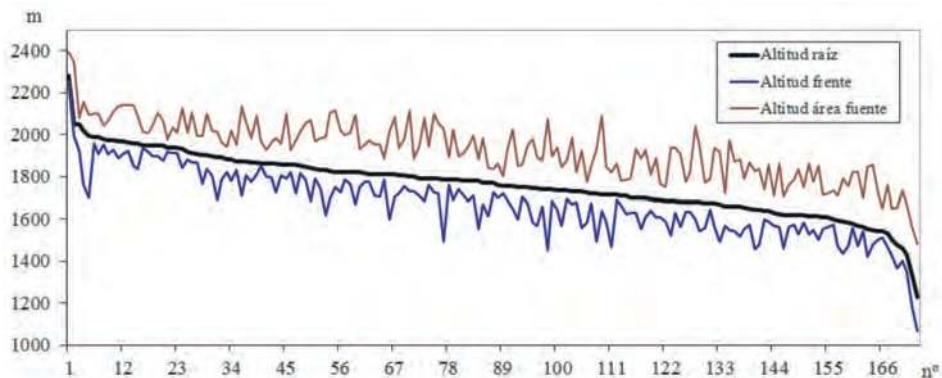


Figura 11. Distribución de las altitudes del área fuente, de la raíz y del frente de los glaciares rocosos relictos en la Cordillera Cantábrica.

En muchos macizos montañosos se observa, además, un escalonamiento altitudinal de los glaciares rocosos según que sean activos, inactivos, o relictos, lo que indicaría cambios recientes en la situación y localización de las áreas con suelo permanentemente helado. En los Alpes, los glaciares rocosos activos se sitúan en torno a los 2600 m y los relictos a 2200 m (Barsch, 1996); en los Alpes de Nueva Zelanda, a 2000-2300 m y 1500-1950 m, respectivamente (Brazier *et al.*, 1998). En este sentido, resulta de gran interés conocer entre que niveles altitudinales se desarrollaron estas formas, porque facilita un acercamiento a las condiciones paleoclimáticas, en el caso de los glaciares rocosos relictos.

Humlum (1988, 2000) propuso una línea a partir de la cual aparecen estas formas de relieve, la R.I.L.A. (*Rock glacier Initiation Line Altitude*), que se define por la ruptura de pendiente neta que se observa entre el talud de derrubios de mayor pendiente y la superficie del glaciar rocoso, de mucha menor pendiente, y que coincidiría, de forma aproximada, con su raíz. Siguiendo esa propuesta, se da la R.I.L.A. para las seis zonas establecidas. Para el Macizo de Catoute se ha establecido, para la mayoría de los casos, en torno a los 1800-1950 m (Fig. 12), que es prácticamente la misma que en las zonas más orientales (Palencia-Cantabria) de la Cordillera. Esa línea desciende a 1600-1780 m en Babia-Pajares y en la denominada zona Cantábrica Occidental. En los sectores más centrales de la Cordillera Cantábrica (Fuentes de Invierno-San Isidro) y en la zona de Riaño se sitúa entre 1600-1800 m. No obstante, dentro de cada zona se observan asimetrías entre vertientes, especialmente entre las más septentrionales, donde algunas formas, sobre todo las lobuladas, suelen localizarse a cotas más altas, como sucede en el Macizo de Catoute (el 27% de los glaciares rocosos arrancan entre 1900-2000 m). Las altitudes mínimas alcanzadas por las raíces de los glaciares rocosos en cada zona oscilan entre 1640 m en la zona de Cantabria-Palencia, en torno a 1550 m en las zonas centrales de la Cordillera Cantábrica y descienden de manera notable hacia el Oeste: 1430 m en el Macizo de Catoute y sobre todo en la zona Cantábrica Occidental (1200 m), indicando que hubo permafrost puntualmente en algunos casos a cotas en torno a los 1200 m.



Figura 12. Distribución de la altitud de la raíz y frente de los glaciares rocosos en cada una de las seis zonas analizadas.

6. Conclusiones

En seis zonas de la Cordillera Cantábrica se han analizado 173 glaciares rocosos de carácter relicto diferenciándolos por tipologías según su forma en planta: 99 de tipo lengua, 49 lobulados y 25 de tipo complejo y/o mixto. Los primeros alcanzan mayor desarrollo y aparecen en buena parte sobre el fondo de circos glaciares, en cuyas paredes existen extensos afloramientos de cuarcitas que constituyen su área fuente. Los lobulados son, en general, formas embrionarias situadas en su mayoría al pie de los escarpes laterales o flancos de antiguos circos glaciares, con afloramientos poco favorables desde el punto de vista estructural y área fuente de pequeña extensión. Los de tipo complejo, muchos de ellos se relacionan con la coalescencia de varios de tipo lobulado, al pie de los escarpes laterales de antiguos circos glaciares que han llegado a converger hasta constituir una forma mayor. Otros muestran aspecto linguoide y las crestas y surcos tienen una dirección transversal a la del escarpe del que nacen y a la línea de máxima pendiente del sustrato sobre el que se apoyan.

Existe una marcada influencia litoestructural en la génesis de los glaciares rocosos cantábricos, o al menos en su localización y conservación, ya que la mayoría aparecen al pie de o teniendo como área fuente las cuarcitas o cuarzoarenitas paleozoicas. En otras litologías los ejemplos son muy puntuales, destacando los situados en el macizo de Curavacas, sobre los conglomerados paleozoicos o los que aparecen en el cordal de Peña Sagra, en Cantabria, generados fundamentalmente a partir de los conglomerados mesozoicos. Sólo uno, en el entorno de Peña Prieta (zona de Riaño), se ha desarrollado a partir de un afloramiento de granodioritas. Los pocos ejemplos de glaciares rocosos existentes o conservados formados por material calcáreo, quizá se desarrollaron cuando fluyeron por un sustrato pizarroso que aseguró una mayor presencia de agua y hielo subyacente, como son los ubicados en Torre de Babia (zona de Babia-Pajares). La existencia de un factor estructural añadido se manifiesta en el control que las pautas de fracturación de los macizos rocosos que fueron su área fuente y la particular disposición de

las discontinuidades respecto al relieve (Evin, 1985, 1988) ejercieron en su desarrollo, determinando el tamaño y forma del glaciar rocoso.

Los glaciares rocosos muestran una preferencia por orientaciones septentrionales, especialmente la comprendida en el arco N-NNE-NE. En las zonas más occidentales y centrales un escaso número de ellos presenta una orientación diferente (OSO, y uno al S) y en las zonas orientales unos pocos se orientan al ESE. Los de lengua y complejos se localizan en su mayor parte en el fondo de los circos glaciares orientados al N; los lobulados, además de al N, suelen orientarse hacia el NO y NNO, ocupando los flancos de los circos.

Las características del relieve inicial (forma y extensión de los afloramientos de su área fuente), constituyen factores muy importantes relacionados con la orientación la cual, a su vez, controló una evolución morfogenética diferente en las vertientes umbrías y solanas de los cordales montañosos. La disimetría morfológica que caracteriza los sectores altos de las laderas es consecuencia de un proceso previo de excavación glaciar, asimétrico, por el cual:

a) Las vertientes septentrionales sufrieron una fuerte excavación por el hielo de los circos glaciares con extensas paredes verticales que constituirán el área fuente de los glaciares rocosos posteriores; es en estas vertientes donde se desarrollaron al amparo de unos afloramientos rocosos más extensos que surgen con la fusión de los hielos glaciares, apareciendo casi siempre de forma clara la convergencia espacial de formas glaciares, a las que se superponen y fosilizan, y las de tipo periglaciar, bajo la forma de glaciares rocosos de lengua, lobulados o complejos, según el volumen del aporte de cada emplazamiento.

b) La ocupación por el hielo de las cabeceras fluviales preglaciares con orientación S, fue menos intensa y duradera, de manera que apenas se insinuaron unos circos que dejaron poca superficie de afloramiento de rocas cuarcíticas en condiciones subaéreas; aquí encuentran escasa representación los glaciares rocosos.

Casi el 90 % de las raíces de los glaciares rocosos arranca entre los 1600-2000 m de altitud y cerca del 80 % de sus frentes se instala entre los 1500-1900 m. Por tipologías, hay diferencias notables entre los de tipo lobulado y los de tipo lengua: los primeros instalados a mayor altitud (el 50% entre los 1800-2000 m, frente a altitudes de 1600-1800 m para los de lengua). Los desniveles altitudinales más marcados entre raíz y frente se dan en los glaciares rocosos de tipo lengua y alguno de tipo complejo.

La reconstrucción de la línea altitudinal de iniciación de los glaciares rocosos a partir de la altitud de sus raíces refleja diferencias significativas entre las diversas zonas de la Cordillera Cantábrica, con un ascenso de la R.I.L.A. tanto hacia el S como hacia el E de la misma: en las zonas más orientales (Cantabria, Palencia) y sur-occidentales (Macizo de Catoute) la R.I.L.A. se sitúa en torno a 1800-1950 m, descendió a 1600-1800 m en los sectores más centrales de la Cantábrica, y bajó a 1600 m en la zona Cantábrica Occidental. Las altitudes mínimas alcanzadas por las raíces de los glaciares rocosos oscilan entre 1640 m en la zona de Cantabria-Palencia, y 1200 m en la zona Cantábrica Occidental, lo que indica que hubo permafrost puntualmente en algunos casos a cotas en torno a los 1200 m.

La marcada presencia de glaciares rocosos en el área de estudio (173) da una idea de la importancia que tuvo la dinámica periglacial en la zona y muestra una concentración espacial única en todo el NNO de la Península Ibérica. En este sentido cabe destacar, para finalizar, dos aspectos importantes:

1. El significado paleoambiental que tienen al superponerse netamente a formas y depósitos de origen glaciar, lo cual permite su consideración como ejemplos de un sistema morfoclimático periglacial ya finalizado que se ubica temporalmente entre el final de la glaciación pleistocena y las condiciones morfoclimáticas actuales, en la que aún se presentan condiciones crionivales de carácter muy atenuado. Constituyen una notable evidencia de la existencia de permafrost en la Cordillera Cantábrica tras la retirada de los glaciares pleistocenos.

Son formas que tienen también una importante componente paraglaciar, ya que se han desarrollado a partir de escarpes rocosos generados por la acción erosiva glaciar previa. Además, al desaparecer el hielo de los circos, las paredes sufrieron una descompresión, lo que debió inducir un aumento en la producción de derrubios.

2. Su condición de formas relictas, su elevado grado de conservación y sus caracteres morfológicos los hacen especialmente adecuados como elementos del medio a conservar dado su sobresaliente interés científico y didáctico (Fernández Martínez y Fuertes Gutiérrez, 2009a y 2009b).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos de investigación CGL2006-07404, financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia, y LE02A07, financiado por la Junta de Castilla y León.

Referencias bibliográficas

- ALONSO, V., (1986). *Geomorfología y sedimentología del Valle de Degaña* (SO de Asturias). Memoria de Licenciatura (inédita). Universidad de Oviedo, 141 pp., Oviedo.
- ALONSO, V., (1989). Glaciares rocosos fósiles en el área Degaña–Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1–4): 9–15.
- ALONSO, V., CORTE, E., (1992). Postglacial fracturing in the Cantabrian Cordillera (NW Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36 (4): 479–490.
- ANDRÉ, M.F., (1992). Rock glaciers in central and north western Spitsbergen. *Rev. Géom. Dynamique*, 41 (2): 47–63.
- BARSCHE, D., (1996). *Rockglaciers. Indicators for the Present & Former Geoecology in High Mountain Environments*. Springer Verlag, Berlin.

- BERGER, J., KRINER, K., MOSTLER, W., (2004). Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). *Quaternary Research*, 62: 233–242.
- BRAZIER, V., KIRKBRIDE, M.P., OWENS, I.F., (1998). The relationship between climate and rock glacier distribution in the Ben Ohau Range, New Zeland. *Geografiska Annaler*, 80A (3–4): 193– 207.
- BURGER, K.C., DEGENHARTG, J.J., GIARDINO, J.R., (1999). Engineering Geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*, 31 (1–4): 93–132.
- CALKIN, P.E., HAWORTH, L.A., ELLIS, J.M. (1987)., Rock glaciers of Central Brooks Range, Alaska, U.S.A. En: *Rock glaciers* (Giardino, J.R., Shroder, J.F., Vitek, J.D., Eds.). Allen & Unwin, London, pp. 65–82.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J.C., (1989). *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del macizo asturiano*. Tesis Doctoral inédita. Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo.
- CHUECA, J., (1989). Características de los glaciares rocosos del área meridional del batolito de Panticosa (Pirineo Oscense). *Geographicalia*, 26: 61–74.
- CHUECA, J., (1991). Aplicación de métodos de análisis factorial en el establecimiento de una tipología de los glaciares rocosos en el Pirineo Central oscense. *Cuaternario y Geomorfología*, 5: 27–43.
- CHUECA, J., (1992). A statistical analysis of spatial distribution of rock glaciers, Spanish Central Pyrenees. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3 (3): 261–265.
- CLARK, R., (1981). Cold climate features of the Cordillera Cantábrica, northern Spain. *Biuletyn Peryglacjalny*, 28: 5–13.
- COMTE, P., (1937). La série cambrienne et silurienne du León (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, T 204: 604–606.
- CORTE, A.E., (1987). *Rock glaciers*. Allen & Unwin, London.
- CRUZ RAMOS, R., GOY GOY, J.L., ZAZO CARDEÑA, C., (2009). El registro periglaciar en la Sierra del Barco (Sistema Central) y su relación con el sistema glaciar pleistoceno. *Finisterra*, XLIV, 87: 9–22.
- EVIN, M., (1985). Contribution à l'étude de la macrofissuration dans les parvis situées à l'amont des glaciers rocheux Alpes du Sud (France, Italie). *Revue Géomorphologie Dynamique*, 34: 17–30.
- EVIN, M., (1987). Lithology and fracturing control of rock glaciers in southwestern Alps of France and Italy. En: *Rock Glaciers* (Giardino, J.R., Shroder J, Viteck, J.D., Eds.), Allen and Unwin, pp. 83–106, Boston.

- EVIN, M., (1988). Repartition, morphologie et structure interne des glaciers rocheux des Alpes du Sud en fonction de la lithologie et de la fracturation. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.*, 34: 137–158.
- FERNÁNDEZ–MARTÍNEZ, E., FUERTES GUTIÉRREZ, I., (Coords.) (2009a). *Lugares de Interés Geológico. León*. DVD. Fundación Patrimonio Natural, Junta de Castilla y León.
- FERNÁNDEZ–MARTÍNEZ, E., FUERTES GUTIÉRREZ, I., (Coords.) (2009b). *Lugares de Interés Geológico. Palencia*. DVD. Fundación Patrimonio Natural, Junta de Castilla y León.
- FLOR, G., BAYLÓN–MISIONÉ, J.L., (1989). El glacialismo cuaternario de los Puertos de Aliva (Macizo oriental de los Picos de Europa, occidente de Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1–2): 27–34.
- FRANCOU, B., (1982). Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire. *Revue de Géographie Alpine*, 70 (3): 279–300.
- FROCHOSO SÁNCHEZ, M., (1990). *Geomorfología del valle del Nansa*. Universidad de Cantabria, 277 pp., Santander.
- FROCHOSO SÁNCHEZ, M., CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J.C., (1996). El relieve heredado de la glaciación cuaternaria en el Macizo de Peña Prieta (Cordillera Cantábrica). *Polígonos*, 6: 25–43.
- FROCHOSO SÁNCHEZ, M., CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J.C., (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En: *Las huellas glaciares en las montañas españolas* (Gómez Ortiz, A., Pérez Alberti, A., Eds.), Servicio de Publicaciones da Universidade de Santiago de Compostela, pp. 65–137, Santiago de Compostela.
- GARCÍA DE CELIS, A., (1991). Los glaciares rocosos de la Sierra del Suspirón (León). *Polígonos*, 1: 9–20.
- GARCÍA DE CELIS, A., (1997). *El relieve de la Montaña Occidental de León*. Universidad de Valladolid, 290 pp., Valladolid.
- GÓMEZ ORTIZ, A., SCHULTE, L., SALVADOR FRANCH, F., (1996). Contribución al conocimiento de la deglaciación reciente y morfología asociada del Corral del Veleta (Sierra Nevada). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21: 543–558.
- GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B., (1997). El modelado glaciar del valle del Arroyo Cacabillo. Ejemplo de control de los rasgos estructurales sobre el modelado reciente (Río Curueño, Norte de León). *Polígonos*, 7: 29–46.
- GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, B., (2002). *El relieve de los valles Torío y Curueño (Montaña Cantábrica Leonesa)*. Universidad de León, León.

- GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B., REDONDO VEGA, J.M., GÓMEZ VILLAR, A., (2004). Rock glaciers in Gistredo Range, Cantabrian Mountains, Spain. Study of their morphometric and morphodynamics parameters for a paleoambiental reconstruction during the Quaternary. *Third International QRA Postgraduate Symposium*, Brussels.
- GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B., SANTOS GONZÁLEZ, J., GÓMEZ VILLAR, A., REDONDO VEGA, J.M., (2007). Análisis morfométrico de los glaciares rocosos relictos de las Sierras de Fuentes de Invierno, San Isidro y Mampodre (Cordillera Cantábrica, España). *I Congreso Ibérico da International Permafrost Association*, p.11.
- GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., (2006). *El Macizo Central de los Picos de Europa: geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica*. Tesis doctoral, Departamento de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio, Universidad de Cantabria.
- GUTIÉRREZ, M., PEÑA MONNE, J.L., (1981). Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de La Bonaigua (Pirineo de Lérida). *Bol. Geol. y Min.*, 92: 101–110.
- HUMLUM, O., (1982). Rock glacier types on Disko, Central West Greenland. *Geografisk Tidsskrift*, 82: 59–66.
- HUMLUM, O., (2000). The Geomorphic Significance of Rock Glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in W Greenland. *Geomorphology*, 35 (1–2): 41–67.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M., (1996). El glaciario en la cuenca Alta del río Nalón (NO de España) una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 9 (3–4): 157–168.
- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M., FARIAS ARQUER, P., (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15: 93–101.
- KANIS, J., (1956). Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 21: 377–446.
- LLOPIS LLADÓ, N., (1954). Sobre la morfología de los picos Ancares y Miravalles. *Anales de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias (Revista Las Ciencias)*, Sección Cuarta, Ciencias Naturales, Año 19 (3): 627–643.
- LOTZE, F., (1958). Zur stratigraphie des Spanischen Kambriums. *Geologie*, 7 (3–6): 727–750.
- MARCOS, A., (1973). Las Series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias. (NW de España). *Brev. Geol. Ast.*, XIV (2): 13–28.

- MARQUÍNEZ GARCÍA, J., SUÁREZ RODRÍGUEZ, A., (1987). Estudio del Concejo de Somiedo (Asturias) orientado al análisis territorial. *Actas de la 3ª Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*, pp. 1471–1491, Valencia.
- MARTÍ, M., SERRAT, D., (1995). Les glaceres rocalloses pirinenques. *Terra*, 25: 24–34.
- MARTIN, H. E., WHALLEY, W. B., (1987). Rock glaciers; Part I, Rock glacier morphology; classification and distribution. *Progress in Physical Geography*, 11 (2): 260–282.
- ORTIGOSA, L.M., (1985). Glaciares rocosos en la Sierra de Cebollera (Sistema Ibérico). *Actas del I Coloquio sobre Geografía de La Rioja*, pp. 55–67, Logroño.
- ORTIGOSA, L.M., (1986). *Geomorfología glaciar de la Sierra Cebollera (Sistema Ibérico)*. Ciencias de la Tierra. Geografía, 7. Instituto de Estudios Riojanos, 77 pp., Logroño.
- ORTIGOSA, L., ARNÁEZ, J., GARCÍA RUIZ, J.M., (2000). Primeros resultados sobre la elaboración de una cartografía de vulnerabilidad geomorfológica en la Sierra de la Demanda (HMTN 240, Ezcaray, La Rioja). En: *Investigación humanística y científica en La Rioja*. Instituto de Estudios Riojanos, pp. 63–76, Logroño.
- PELLITERO ONDICOL, R., (2008). Evolución glaciar del Valle de Pineda (Cordillera Cantábrica, Palencia) a partir de la interpretación de depósitos morrénicos. *Trabajos de Geomorfología en España, 2006–2008, X Reunión Nacional de Geomorfología*, Cádiz.
- PELLITERO ONDICOL, R., (2009). Application of an alpine geomorphological mapping system to an atlantic mountain environment: the Curavacas Massif (Cantabrian Range, northeast Spain). *Journal of Maps*, 2009: 194–205.
- PÉREZ ALBERTI, A., VALCÁRCEL DÍAZ, M., (1996). Geomorfología del valle glaciar de Balouta (Ancares Leoneses, NW de la Península Ibérica). *Polígonos*, 6: 157–183.
- PÉREZ ESTAÚN, A., (1975). *La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental–Leonesa (W de León) (NW de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, Oviedo.
- PUJALTE, V., GARCIA MONDEJAR, J., (1986). Cartografía Geológica: mesozoico. En: *Mapa Geológico de España, E. 1:5000, nº 82 Tudanca* (Rodríguez Fernández, L.R., Ed.). IGME, Madrid.
- REDONDO VEGA, J.M., GÓMEZ VILLAR, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, B., (1998). Los glaciares rocosos fósiles de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica). En: *Investigaciones recientes de la Geomorfología Española* (Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Eds.). Aportaciones a la V Reunión Nacional de Geomorfología, pp. 745–750, Granada.

- REDONDO VEGA, J.M., GÓMEZ VILLAR, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B., (2004). Localización y caracterización morfométrica de los glaciares rocosos relictos de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica, León). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30: 35–60.
- REDONDO VEGA, J.M., GÓMEZ VILLAR, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, B., CARRERA GÓMEZ, P., (2002a). Caracterización de los macizos que dominan los glaciares rocosos fósiles de la Sierra de Gistredo (León): Influencia de la fracturación en la génesis y desarrollo de esas formas periglaciares. En: *Periglaciario en montaña y altas latitudes* (Serrano, E., García de Celis, A., Eds.), V Reunión IPA–España, Universidad de Valladolid, pp. 27–36, Valladolid.
- REDONDO VEGA, J.M., GÓMEZ VILLAR, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, B., CARRERA GÓMEZ, P., (2002b). Los glaciares rocosos fósiles de la Sierra de Gistredo/Catoute. En: *XVII Jornadas de Geografía Física* (Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, B., Carrera Gómez, P., Coords.). Universidad de León, pp. 62–67, León.
- REDONDO VEGA, J.M., GÓMEZ VILLAR, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, B., CARRERA GÓMEZ, P., (2002c). Los glaciares rocosos fósiles de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica): datos preliminares para la determinación de su fábrica. En: *Aportaciones a la Geomorfología en España en el inicio del III Milenio* (Pérez–González, A., Vegas, J., Machado, M.J., Eds.). Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología, pp. 551–556, Madrid.
- REDONDO VEGA, J.M., GÓMEZ VILLAR, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B., SANTOS GONZÁLEZ, J., (2005a). Environmental and sedimentological characteristics of the relict rock glaciers in Gistredo Range, Cantabrian Mountains. En: *Sixth International Conference on Geomorphology, Abstracts volume* (Gutiérrez Santolalla, F., Gutiérrez Elorza, M., Desir Valér, G., Guerrero Iturbe, J., Lucha López, P., C. Marín Pastor, C., García Ruiz, J.M., Eds.), p.29, Zaragoza.
- REDONDO VEGA, J.M., GÓMEZ VILLAR, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B., (2005b). Rasgos morfométricos y morfodinámicos de los glaciares rocosos relictos de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica, León). *Libro Homenaje a Joaquín González Vecín*, Dpto. de Geografía, Universidad de León, pp. 373–382, León.
- REDONDO VEGA, J.M., GÓMEZ VILLAR, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B., SANTOS GONZÁLEZ, J., (2010). *Los glaciares rocosos de la Cordillera Cantábrica*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de León, León.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., (Dir.) (1997). *Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000, nº 105, Riaño*. Segunda serie. Primera edición, reimpresión de 1997. Instituto Tecnológico y Geominero de España, 182 pp. y mapa despegable, Madrid.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., HEREDIA, N., (Dirs.) (1994). *Mapa Geológico de la Provincia de León, Escala 1:200.000*. ITGE–Diputación de León, 166 pp., León.

- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., HEREDIA, N., LOBATO, L., VELANDO, F., (1985). *Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000, n° 106, Camporredondo de Alba*, IGME, 98 pp., Madrid.
- RODRÍGUEZ GUTIÁN, M.A., VALCARCEL DÍAZ, M., PÉREZ ALBERTI, A. (1995). El último ciclo glaciar en el Valle de Piornedo (Serra Dos Ancares, Lugo): Hipótesis sobre la deglaciación basada en la cartografía de formas y depósitos glaciares y periglaciares. En: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses* (Pérez Alberti, A., Martínez Cortizas, A., Coords.), Monografías G.E.P., 1. Diputación Provincial de Lugo, pp. 39–52, Lugo.
- RODRÍGUEZ PÉREZ, C., (2009). *Geomorfología de la montaña astur-leonesa entre los puertos de Ventana y Somiedo*. Tesis Doctoral, Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo.
- RUBIO CAMPOS, J.C., (1991). *Geomorfología y Cuaternario de las Sierras de Béjar y de La Nava. Sistema Central*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid.
- SANTOS GONZÁLEZ, J., REDONDO VEGA, J.M., GÓMEZ VILLAR, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B., (2006). Bloques erráticos en Páramo del Sil: testigos del máximo avance glaciar en la cuenca del Sil (Cordillera Cantábrica). En: *Geomorfología y Territorio* (Pérez Alberti, A., López Bedoya, J., Eds.). Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología, pp. 101–112, Santiago de Compostela.
- SERRANO, E., (2002). Elementos geomorfológicos singulares y pérdida patrimonial: el caso del glaciar rocoso de Los Asnos (Alto Campoo, Cantabria). En: *Estudios recientes en Geomorfología (2000–2002). Patrimonio, montaña y dinámica territorial*. Dpto. de Geografía–Universidad de Valladolid, pp. 431–441, Valladolid.
- SERRANO, E., AGUDO, C., (1998). Glaciares rocosos activos de los Pirineos. Implicaciones ambientales, p 131–154. En: *Procesos biofísicos actuales en medios fríos* (Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Schulte, L., Navarro, A., Eds.). Universidad de Barcelona, pp. 133–154, Barcelona.
- SERRANO CAÑADAS, E., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., (2002). Morfología y evolución glaciar en los Picos de Europa. En: *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas* (Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B., Carrera Gómez, P., Coords.), Universidad de León, pp. 249–268, León.
- SERRANO CAÑADAS, E., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., (2004). Morfodinámica periglaciar en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa–Cantabria–). *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (3–4): 73–88.
- SLOAN, V.F., DYKE, L.D., (1998). Decadal and millennial velocities of rock glaciers, Selwyn Mountains, Canada. *Geografiska Annaler*, 80A (3–4): 237–249.

- TORÍO FERNÁNDEZ, M.A., (1991). *La Sierra de Gistredo: recursos naturales e impactos medio ambientales*. Memoria de licenciatura (inérita). Departamento de Geografía, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Salamanca, Salamanca.
- VALCÁRCEL DÍAZ, M., PÉREZ ALBERTI, A., (2002). La glaciación finipleistocena en el sector noroccidental de las montañas leonesas: La Sierra de Ancares. En: *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas* (Redondo Vega, J.M., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B., Carrera Gómez, P., Coords.). Universidad de León, pp. 67–104, León.
- VEEN, J. VAN, (1965). The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 35: 43–103.
- WAHRHAFTIG, C., COX, A., (1959). Rocks glaciers in Alaska Range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70: 383–436.
- WHITE, S.E., (1971). Rock glaciers studies in the Colorado Front Range. *Arct. Alp. Res.*, 3: 43–64.