

ISSN: 0214-1744



MORFODINÁMICA PERIGLACIAR EN EL GRUPO PEÑA VIEJA (MACIZO CENTRAL DE LOS PICOS DE EUROPA -CANTABRIA-)

*Periglacial morphodynamic on Peña Vieja Group
(Picos de Europa, Central massif, Cantabria)*

E. Serrano Cañadas⁽¹⁾ & J.J. González Trueba⁽²⁾

(1) Dpto. Geografía, Universidad de Valladolid.

(2) Dpto. Geografía, Urbanismo y O.T., Universidad de Cantabria

E-mail: serranoe@fyl.uva.es Fax. 983-42.31.49

Resumen: El Grupo Peña Vieja se ubica en un medio de alta montaña donde, por encima de los 1.900 m, dominan las condiciones nivoperiglaciares. En este trabajo se ha realizado una cartografía geomorfológica de detalle (E 1:10.000), análisis superficiales y perfiles, y la medición de la temperatura basal del manto nival (BTS). Se observan una amplia diversidad de procesos, entre los que destacan la nivación, en combinación con la karstificación, la soliflucción y la gelifración. La morfodinámica periglacial actual está ligada al manto nival, y hemos diferenciado dos pisos morfodinámicos: nivoperiglacial (1.900 -2.300 m.) y crionival (2.300 – 2.613 m.). La realización de medidas B.T.S. ha permitido una aproximación a las temperaturas invernales de la formación superficial, y denota que no se dan las condiciones necesarias para el desarrollo de permafrost continuo o discontinuo.

Palabras clave: Periglacialismo, medios de alta montaña, medidas BTS, Picos de Europa, Cordillera Cantábrica.

Abstract: The high mountain environment of the Peña Vieja Group, located above 1.900 m. in the Central massif of Picos de Europa (Cantabrian Range), is characterised by a nivoperiglacial environment. In this work we have made a detailed geomorphological map, surficial morphological analysis and basal temperatures of snow measurements. On the study area there are different landforms related to fourteen crionival processes. The periglacial morphodynamic on Picos de Europa is linked to the depth and changes of snow cover, and the most important geomorphic processes are the nivation, karstification, solifluction and gelifraction. In this work two periglacial altitudinal belts have been defined: nivoperiglacial belt (1.900-2.300 m) and crionival belt (2.300-2.613 m). The BTS measurements point out the non-existence of environmental conditions to get continuous or discontinuous permafrost development.

Key words: Periglacial geomorphology, high mountain environment, BTS measurements, Picos de Europa, Cordillera Cantábrica.



E. Serrano Cañadas & J.J. González Trueba (2004) Morfodinámica periglacial en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa -Cantabria). *Rev. C. & G.*, 18 (3-4), 73-88.

1. Introducción

El macizo central de los Picos de Europa es uno de los lugares más propicios para el desarrollo de los procesos periglaciares actuales del conjunto de la Cordillera Cantábrica, debido tanto a su localización geográfica (Fig. 1) como a sus condiciones orográficas, con cumbres de más de 2.600 m, y las

implicaciones climáticas y morfodinámicas derivadas de la altitud y proximidad al mar. Los estudios sobre periglaciarsimo en los Picos de Europa son, por ahora, escasos, y no permiten una caracterización definitiva. Algunas formas heredadas han sido analizadas en detalle (Hernández Pacheco, 1959; Miotke, 1968; Brosche, 1978; Castañón y Frochoso, 1986; Frochoso y Castañón, 1986;

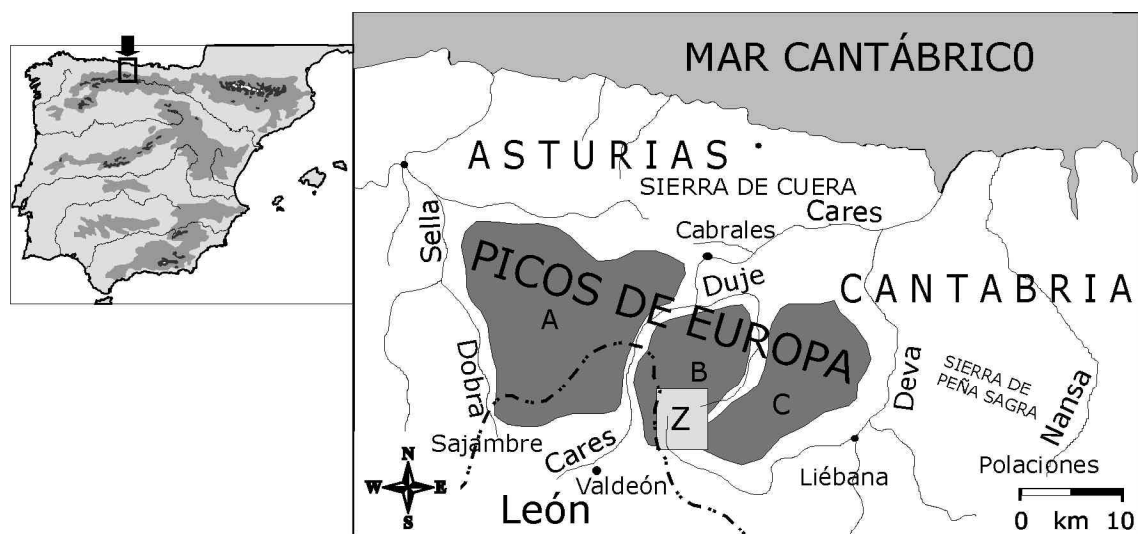


Figura 1. Localización de la zona de estudio.
 Figure 1. Location of the study area.

1996), existen aportaciones a la dinámica actual (Miotke, 1968; Brosche, 1978; Castañón y Frochoso, 1998) y algunas síntesis que incluyen a los Picos de Europa (Brosche, 1978; Clark, 1981; González Martín, 1984, Castañón y Frochoso, 1994). Además se ha apuntado la posible existencia de permafrost esporádico (Castañón y Frochoso, 1998) y de condiciones ambientales propicias para el permafrost en las zonas más altas del macizo (Brown *et al.* 1998). Este hecho ha motivado el estudio de los procesos periglaciares actuales y confirmar la existencia o inexistencia de permafrost en la montaña oceánica peninsular al objeto de mejorar el mapa de síntesis sobre distribución del permafrost en el hemisferio norte, elaborado por la International Permafrost Association (IPA).

El relieve de los Picos de Europa es morfoestructural en sus rasgos mayores (Bertrand, 1971, 1972; Bertrand y Bertrand, 1984; Marquínez, 1992, Marquínez y Adrados, 2000), con una intensa huella de los modelados kárstico y glaciar. La estructura geológica está formada por un apilamiento de escamas cabalgantes al sur, compartimentadas por fracturas. Las escamas generan una sucesión de rampas dorsales que siguen el buzamiento de los materiales, hacia el norte, y frentes de cabalgamiento que generan escarpes potentes y abruptos, orientados al sur. Las rocas dominantes son calizas de montaña, de edad Namuriense Westfaliense,

junto a las calizas tableadas y masivas de edad Westfaliense-Cantabriense, de la formación Picos de Europa, y la secuencia compleja de pizarras, conglomerados calcáreos, calizas y areniscas, con facies turbidíticas, la formación Lebeña, de edad Estefaniense (Maestre, 1864; Maas, 1974; Marquínez, 1978, 1989, 1992; Farias, 1982; Martínez y Marquínez, 1984; Farias *et al.* 1990).

El glaciario ha modelado circos colgados y artesas, ha rellenado el fondo de las depresiones glaciokársticas y ha depositado complejos morrénicos hoy bien conservados (Áliva, Pido, Amuesa, Los Lagos, Ándara). La morfología glaciar es bien conocida (Penck, 1897; Obermaier, 1914; Frochoso, 1980; Castañón y Frochoso, 1986, 1992, 1996, 1998; Frochoso y Castañón, 1986, 1995, Flor y Baylón-Missioné, 1988; Serrano y González Trueba, 2001), con una evolución caracterizada por un máximo glaciar muy pulsador, fases de retroceso alojadas en la alta montaña y una pulsación reciente atribuida a la Pequeña Edad del Hielo (Serrano y González Trueba, 2002; González Trueba *et al.*, 2002), sin significación morfológica en el grupo de Peña Vieja.

El grupo de Peña Vieja (2.614 m) constituye una pequeña unidad orográfica del macizo central de los Picos de Europa, si bien es el tercer grupo montañoso por su altitud. Es un relieve morfoestructural formado por el frente del cabalgamiento

basal, perteneciente a las láminas frontales, donde las calizas de montaña cabalgan sobre las turbiditas del grupo Mogrovejo. La fracturación local y regional compartimenta este frente mediante fracturas de dirección WNW-ESE, en bloques elevados hacia occidente, que levanta la unidad de Peña Vieja-Santa Ana sobre el Escabellao, y Horcados Rojos-Tesorero sobre esta. Hacia el norte se desarrolla una sucesión de frentes de escamas imbricadas y compartimentadas en bloques que se elevan hacia el oeste. El frente de cabalgamiento constituye una morfoestructura energética armada por las calizas de montaña que se levanta más de 400 metros sobre los materiales circundantes, generando un escarpe continuo por encima de los 2.300 metros desde Peña Vieja (2.614) hasta el Pico Tesorero (2.570). El pico de Peña Vieja es un edificio en escamas, donde, sobre la estructura descrita, se instala un nuevo frente, a modo de pequeña escama cabalgante, de igual modo que sucede en los Cuetos de Juan Toribio. Este apilamiento posibilita su altitud, sobresaliendo sobre el entorno e imprimiéndole, por un lado, su carácter exento respecto a los cordales circundantes, y por otro, la disimetría, con una ladera norte suave y unos frentes este, oeste y sur abruptos y verticales. Las depresiones (jous, canales), elaboradas en los bloques y modeladas en las formaciones Picos de Europa y Lebeña, tienen un carácter lineal, adaptadas a los frentes de cabalgamiento y las fracturas.

2. Metodología

Establecer los procesos morfogenéticos básicos y las formas resultantes permite una primera aproximación a la morfodinámica periglacial. Para ello, la cartografía geomorfológica detallada nos ha permitido inventariar las formas y los procesos implicados y establecer las relaciones espaciales y altitudinales con otras formas heredadas o activas (Fig. 2). La descripción detallada de perfiles y la clasificación de las formas como activas e inactivas (Kotarba *et al.*, 1987; Francou, 1988), así como su utilización como indicadores de procesos periglaciares o de las condiciones ambientales (Harris, 1982, 1988; Karte, 1983; Huizjer e Isarín, 1997), permite reconocer, describir y clasificar los procesos fundamentales involucrados en la morfogénesis actual, las asociaciones de procesos que definen los

sistemas morfodinámicos y los límites morfológicos altitudinales (Chardón, 1984; 1989).

Para conocer el régimen térmico invernal del suelo se han realizado mediciones de la temperatura basal del manto nival (BTS), método de prospección del permafrost muy eficaz pues refleja las condiciones térmicas del suelo durante el invierno. Con espesores de nieve mayores de 80 cm, la temperatura del suelo queda aislada de la atmosférica, de modo que presenta una temperatura bajo cero cuando existe hielo en el suelo, y sobre cero si este no existe. Si el suelo está permanentemente helado, las condiciones térmicas son especialmente rigurosas y al final del invierno, con el manto nival equilibrado, domina la influencia térmica del suelo. Se han establecido temperaturas indicativas de la presencia de permafrost, de modo que temperaturas basales del manto nival mayores de -2°C indican la improbable presencia de permafrost; temperaturas entre -2°C y -3°C indican la posibilidad de permafrost, y temperaturas menores de -3°C indican la probable presencia de permafrost (Haeberli, 1985; Haeberli and Epifani, 1986; King, 1990; King *et al.*, 1992). Esta técnica es aconsejable contrastarla con otras complementarias (registros térmicos continuos, sondeos eléctricos) que permitan confirmar los resultados, si bien en este caso no se han conseguido resultados con técnicas complementarias. En la ladera norte de Peña Vieja se han realizado 13 medidas de la temperatura basal del manto nival (BTS) entre 2.335 y 2.465 m con una sonda equipada con un termopar (Hanna HI-91530K micro-processor K Thermocouple). Estas son pocas medidas, pero las condiciones de nivación y el escaso espesor de la nieve (<60 cm) impiden realizar medidas a mayor altitud, y lo reducido de la ladera no hace necesario disponer de un elevado número de mediciones.

3. Morfodinámica periglacial: procesos y formas

Las condiciones ambientales actuales sitúan la isoterma 0°C , en torno a los 2.400-2.500 m para el conjunto de Asturias (Muñoz 1982), por lo que la mayor parte del macizo queda fuera de este ámbito. La isoterma -2°C , límite térmico que caracteriza los ambientes con permafrost se sitúa por encima de las más altas cumbres (2.650 m), aunque no se conoce su localización en altura con exactitud.

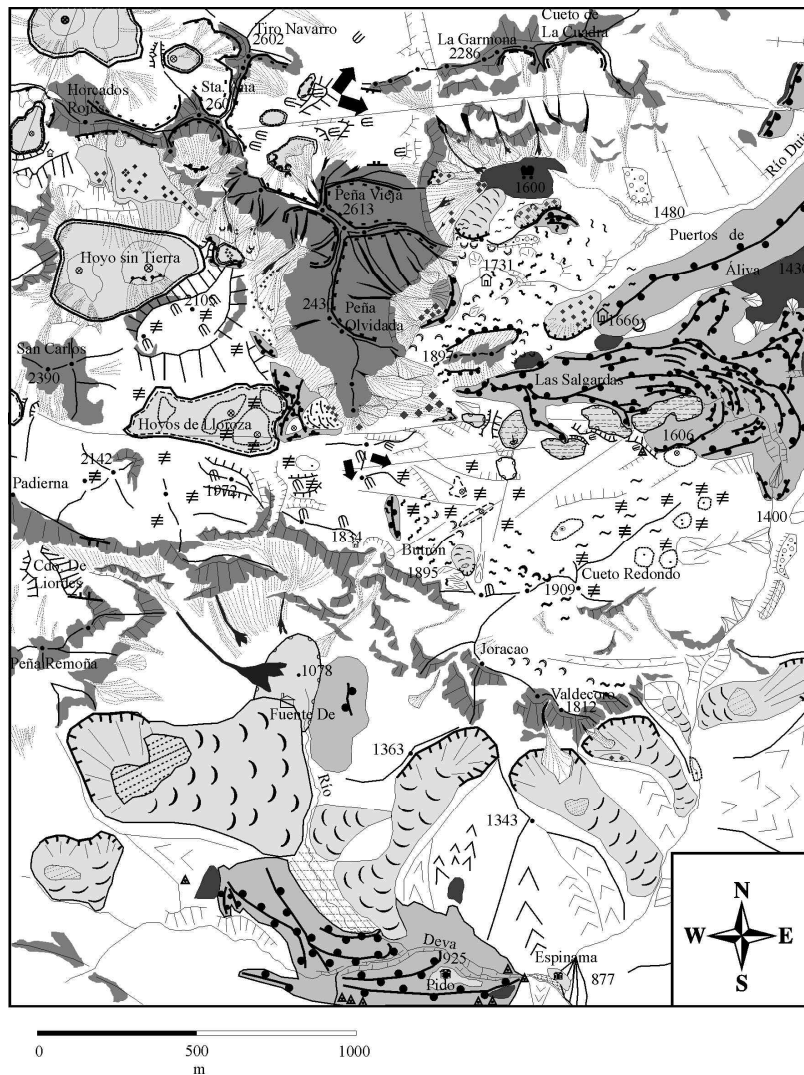


Figura 2. Esquema geomorfológico de la zona sureste del Macizo Central de los Picos de Europa. 1. cordales y cumbres. 2. sustrato rocoso. 3. escarpes. 4. refugios. 5. poblaciones. 6. lagos. 7. minas. 8. deslizamientos de ladera. 9, desprendimientos de ladera. 10, soliflucción laminar. 11, lóbulos de soliflucción. 12, derrubios ordenados cementados (gonfolitas). 13, laderas regularizadas. 14, lóbulos de geliflucción. 15, conos de derrubios. 16, taludes de derrubios. 17, canal de aludes. 18, glaciar rocoso. 19, morrena de nevero. 209, flujo de derrubios. 21, umbral glaciar. 22, circo glaciar. 23, cubeta de sobreexcavación. 24, morrena. 25, depósito morrénico. 26, rellano de obturación. 27, terrazas y depósitos fluvio-glaciares. 28, rocas aborregadas. 29, Difluencia glaciar. 30, bloques erráticos. 31, límite de artesa. 32, cabecera torrencial. 33, valles en V. 34, conos de deyección. 35, incisión fluvial. 36, sumidero kárstico. 37, dolina. 38, depresiones glaciokársticas. 39, depresiones glaciokársticas rellenas. 40, lapiaces.

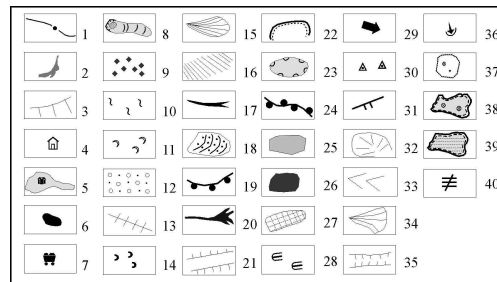


Figure 2. Geomorphological sketch of the south-eastern area of the Central Massif of Picos de Europa. 1, crests and summits. 2, substrate. 3, scarps. 4, Huttes. 5, villages. 6, lakes. 7, mines. 8, slope slides. 9, rock fall. 10, solifluction sheet. 11, solifluction lobe. 12, cemented stratified debris. 13, coluvial slopes. 14, gelifluction lobe. 15, debris cone. 16, debris talus. 17, avalanche tracks. 18, rock glacier. 19, protalus lobe. 209, debris flow. 21, glacier rock bar. 22, glacier cirque. 23, glacial overdeepened basin. 24, moraine. 25, till. 26, obturation complex. 27, terraces and fluvio-glacial deposits. 28, abraded rocks. 29, glacial diffluence. 30, erratic blocks. 31, glacial valley limit. 32, erosional niche. 33, V valley shaped. 34, aluvial fans. 35, fluvial cutting. 36, karstic streamsink. 37, doline. 38, glaciokarstic depression. 39, Infilled glaciokarstic depression. 40, karren.

Junto a las condiciones térmicas existen dos factores climáticos fundamentales para la génesis de procesos y formas, la existencia de ciclos de hielo-deshielo y la evolución anual del manto nival. Según Castañón y Frochoso (1998), a partir de los registros obtenidos en el Jou de los Cabrones, el período de heladas comprende de octubre a mayo-junio, con más de 50 ciclos de hielo-deshielo concentrados en primavera y otoño. Se caracterizan por pequeñas amplitudes térmicas (menores de 4°C), con mínimas absolutas de -30°C y ciclos que pueden durar varios días o aparecer aislados.

El manto nival se define por su inestabilidad, que en altura es menor, y por la variación de espesores, muy amplia, para todas las altitudes. Según los datos del programa ERHIN, analizados por Castañón y Frochoso (1998), las primeras nevadas suelen producirse en septiembre y octubre, conservándose tan sólo por encima de los 2.000 m, y descienden gradualmente a medida que avanza el invierno. La fusión del manto nival se inicia a finales de marzo, de modo que a 1.600 m dura hasta principios de abril, y en torno a la cota 1.900 m hasta finales de abril. La amplia variabilidad del manto nival hace que sea difícil establecer un periodo de fusión por encima de 2.000 metros de altitud, pues hay años en los que se conserva hasta mediados de junio a 1.950 metros (p.e. 1996), mientras otros fue muy delgado y desigual desde finales de marzo (p.e. 2001). Los procesos de fusión están en relación no sólo con las elevadas temperaturas, sino también con las precipitaciones de carácter tormentoso, frecuentes en el macizo, que liberan grandes cantidades de agua en un período de tiempo corto, con importantes implicaciones morfodinámicas.

Durante los meses de verano sólo permanecen pequeños heleros, herencia del glaciario desarrollado en el macizo en época histórica, y neveros situados en las condiciones más favorables. Constituye este un aspecto singular para el conjunto de la Cordillera Cantábrica que ha propiciado plantear la existencia de suelos helados. A los ejemplos conocidos del Jou Negro, Llambrión, Palanca y Arenizas, en el macizo central (junto a Cemba Vieja, en el occidental), hay que sumar numerosos neveros que permanecen en altitudes muy variadas. Sobresalen los de Hoyo Grande, Los Campanarios, Neverón de Urriello, Colladina de las Nieves, todos ellos por encima de los 2.200

metros y alojados en circos profundos o bajo paredes y contrafuertes en extraplomo que limitan la insolación y favorecen la sobrealimentación, por lo que no son significativos como indicadores de la presencia de suelos helados o condiciones térmicas rigurosas.

3.1. Taludes y conos de derrubios: formas y procesos complejos.

En el macizo central de los Picos de Europa las pedreras funcionales o semifuncionales se distribuyen en un amplio rango altitudinal, en función de la posición de los escarpes. Desde los 1.200 metros se encuentran pedreras activas en el Escamellau, Asotín, Friero o Fuente Dé, pero son dominantes desde los 2.000 m y sobre todo en los circos internos del interior del macizo. En relación con el desarrollo de pedreras, Castañón y Frochoso (1996) plantean la existencia de una marcada disimetría entre las vertientes norte y sur. En las septentrionales hay escarpes menores y la nieve permanece más tiempo, lo que facilitan un menor número de ciclos de hielo deshielo. Las orientadas al sur se asocian generalmente a los frentes de las escamas cabalgantes y presentan pedreras muy desarrolladas por la intensa gelivación, relacionada con la menor duración de la cubierta nival. Sin embargo, aunque estos aspectos influirán en la producción de clastos, la heterogeneidad de los conos y taludes de derrubios, con diversas orientaciones y muy diferentes desarrollos, no permite una generalización.

Los taludes y conos de derrubios de mayor desarrollo, activos, que descienden hasta cotas muy bajas, se alojan tanto al norte como al sur (La Vueltona, Asotín), por lo que los componentes morfoestructurales son un elemento prioritario en la formación de taludes y conos de gran desarrollo. La combinación de frentes de cabalgamiento con fracturas permite la trituración de paredes que son sensibles tanto a la gelifracción como a procesos de distensión o gravitacionales. Su asociación a procesos de ladera, desprendimientos por caída y deslizamientos, permite discernir entre las laderas con un importante control morfotectónico, y las climáticas. Estos últimos son taludes y conos de derrubios de menor desarrollo y que se localizan en las porciones más altas de las laderas y paredes, siempre por encima de los 1.900 m.

En términos generales se caracterizan por las fuertes pendientes ($>19^\circ$), y la regularidad en su trazado, así como una notable clasificación longitudinal de modo que en la parte superior y zonas proximales predominan las gravas de pequeño tamaño, con una matriz arcillosa subyacente y en las porciones distales grandes bloques, procedentes de la pared, y caídos por desplome (tabla 1).

a) Vertiente occidental de Peña Vieja: bajo las paredes y el circo suroccidental, se aloja un conjunto de taludes y conos de derrubios de gran desarrollo.

– Taludes de derrubios: la ladera está tapizada de un talud de derrubio continuo que se extiende desde la Horcadina de Covarobres hasta las proximidades de la Vueltona (Fig. 3). Se caracteriza por una pendiente media de 22° , un escaso desarrollo respecto a las paredes, y una intensa colonización al pie de los taludes que denotan su funcionalidad parcial. En los pies de taludes, y alcanzando en ocasiones las porciones proximales, se instalan plantas como la *Crepis pygmaea* y la *Linaria filicaulis*, capaces de colonizar los taludes de derrubios menos dinámicos (Rivas *et al.*, 1984). En superficie hay abundantes bloques de caída e incisiones de arroyada debidas a la fusión nival y las tormentas estivales.

– Conos de derrubios: a partir de los 1.900 metros la vegetación está prácticamente ausen-

te y la ladera se organiza en tres conos de derrubios, conectados por pequeños taludes. Todos ellos alcanzan un gran desarrollo vertical, entre 170 y 319 metros, presentan fuertes pendientes, $32-36^\circ$, y bajos índices h/H que señalan el dominio de las grandes paredes sobre los mecanismos periglaciares del pie de las mismas. El cono de mayor desarrollo (C3) está surcado en toda su longitud por un desprendimiento por caída que ocasiona un surco central y la dispersión de bloques por toda la ladera.

Los conos presentan formas variadas que denotan un funcionamiento complejo. Un análisis conjunto permite apreciar la distribución de procesos:

– Zonas proximales: Dominan los derrubios de gravedad, que alternan con la presencia de lóbulos de piedras. Estos últimos llegan a ser dominantes en algunos taludes, generalmente asociados a la presencia de neveros y la saturación de las zonas inmediatas a los mismos. También son frecuentes las raíces de los canales de los flujos de derrubios.

– Zonas medias. Presentan la menor complejidad, dominan los derrubios de gravedad y los taludes rectilíneos, con canales de flujos de derrubios y en algunos casos las coladas frontales de los mismos.

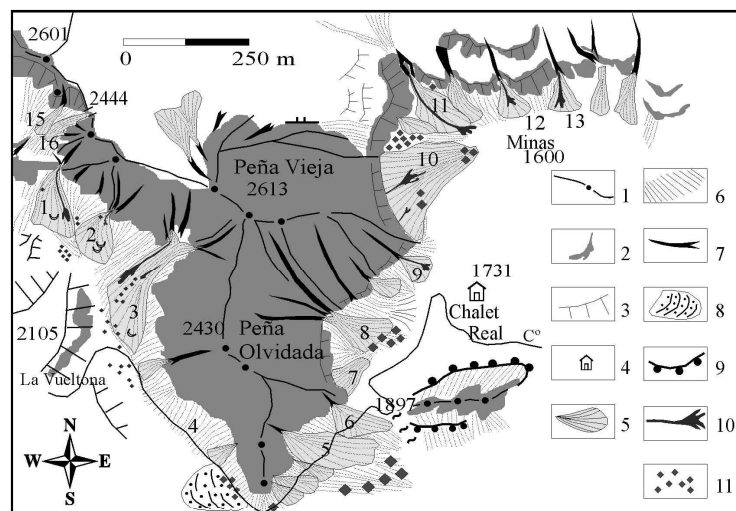


Figura 3. Esquema geomorfológico del Grupo Peña Vieja. 1, cordales y cumbres. 2, sustrato. 3, escarpes. 4, refugio. 5, cono de derrubios. 6, talud de derrubios. 7, canal de aludes. 8, glaciar rocoso. 9, morrena de nevero. 10, flujo de derrubios. 11, bloques de desprendimiento. *Figura 3. Geomorphological sketch of the Peña Vieja group. 1, crests and summits. 2, substract. 3, scarp. 4, refuge. 5, debris cone. 6, debris talus. 7, avalanche tracks. 8, rock glacier. 9, protalus lobe. 10, debris flow. 11, rock falls.*

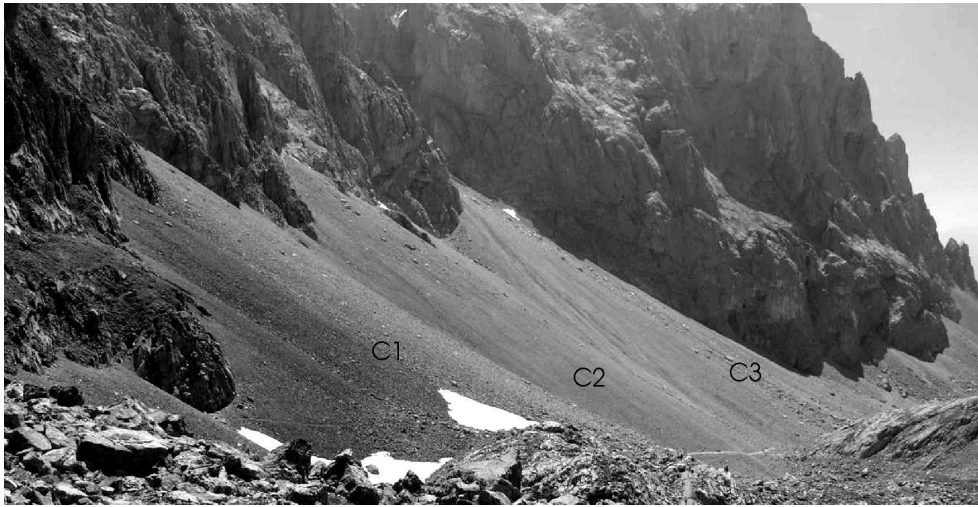


Figura 4. Conos de derrubios mixtos de la cara SW de Peña Vieja. C1, C2 y C3, corresponden a la numeración de las figuras 3 y 5, y cuadro 1.

Figure 4. Mixed debris cone on SW face of Peña Vieja. C1, C2 and C3 in figures 3 and 5 and table 1.

– Zonas distales: Se acumulan los bloques gravitacionales y deslizados de mayores tamaños, que alternan con lóbulos de derrubios, presentes en todos los conos, y los frentes de los flujos de derrubios (Fig. 4).

Se trata, pues, de taludes y conos dependientes de las condiciones morfoestructurales, al pie de un gran escarpe de frente de cabalgamiento, que presentan un escaso desarrollo relativo respecto a las paredes (Fig. 5).

b) Ladera norte de Peña Vieja: se ubica entre los 2.350 y los 2.614 m. En ella se aloja un talud de derrubios caracterizado por el dominio de cantos y bloques de tamaño pequeño, por la fuerte pendiente y la complejidad de procesos involucrados. Es un talud rectilíneo de 35° de pendiente y elevado índice h/H, que denota la importancia de los aportes desde la pared, reducida a una pequeña porción acanalada de 100 metros de desnivel, y el gran desarrollo de la pedrera. Estas canales son las res-

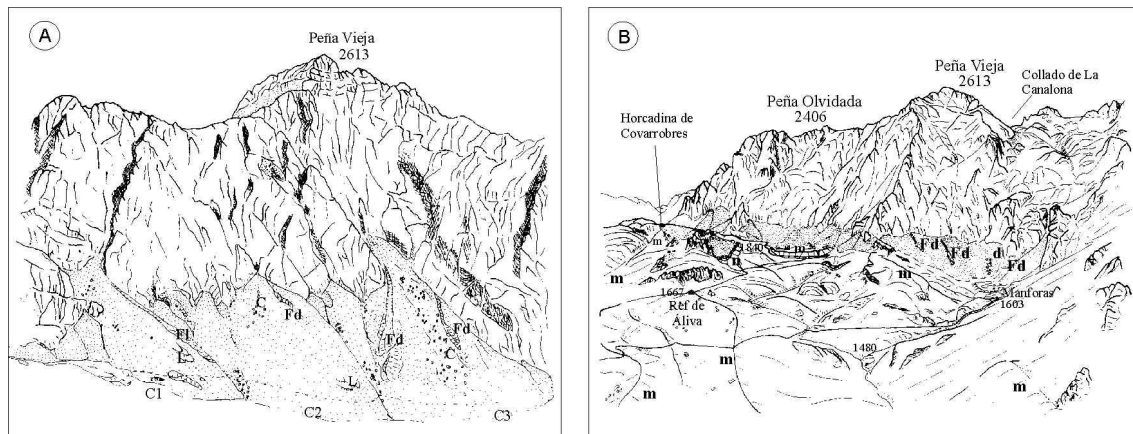


Figura 5. A. Ladera suroeste de Peña Vieja. B, Vertiente este del grupo Peña Vieja. Paredes de la Formación Picos de Europa y conos y taludes de derrubios mixtos. Fl, flujos de derrubios. L, lóbulos de derrubios. C, derrubios de caída. m, morrenas.

Figure 5. A. SW slope of Peña Vieja. B, Eastern slope of Peña Vieja Groupe. Picos de Europa formation walls and mixed debris cones. Fd, debris flow. L, debris lobe. C, debris fall. m, moraines.

Tabla 1. Taludes y conos de derrubios del Grupo Peña Vieja
 Table 1. Debris talus and cones of Peña Vieja Group.

Nº	Orientación	Cotas	Pendiente °	H	h	I _{h/H}	Origen
1	SSW	1980-2200	36	293	220	0,75	Mixto
2	SW	1960-2130	32	390	170	0,43	Mixto
3	SW	1910-2220	32	393	330	0,83	Mixto-complejo
4	SW	1880-1960	20	446	80	0,17	Mixto-complejo
5	SSE	1830-2010	25	396	140	0,35	Mixto-complejo
6	SSE	1800-1950	26	456	150	0,32	Mixto
7	ENE	1790-1900	20	530	110	0,2	Mixto
8	E	1780-1990	31	547	210	0,38	Mixto-complejo
9	SE	1770-1860	31	464	90	0,19	Aludes
10	ENE	1660-1830	24	783	170	0,21	Mixto-complejo
11	SE	1670-1850	36	445	220	0,49	Mixto
12	SSE	1620-1720	29	495	100	0,2	Aludes
13	SSE	1610-1720	32	490	110	0,22	Aludes
14	NNE	2330-2530	35	83	200	2,4	Mixto
15	NNE	2280-2430	19	63	60	0,95	Mixto-complejo
16	S	2270-2370	22	160	100	0,62	Mixto-complejo

H, desarrollo vertical de la pared. H, desarrollo vertical del talud o cono. I_{h/H}, Índice de relación h/H

ponables de la alimentación de la pedrera. El talud presenta dos porciones diferenciadas:

- Porción oriental. Talud de derrubios rectilíneo, con acumulaciones de bloques pequeños en la parte proximal. La porción media es rectilínea y está surcada por canales de arroyada. En la porción distal, la pedrera pasa a lóbulos de derrubios de amplio desarrollo, con un descenso de la pendiente que enlaza con la depresión glaciokárstica de su base.
- Porción occidental. Talud que parte de las canales cimaras con muy poco espesor de los derrubios, centimétrico, con huellas de flujos de derrubios de escaso desarrollo en la zona supe-

rior. En las porciones medias pasa a un dominio de lóbulos de derrubios de tamaños métricos y escaso porte, que tapizan por completo la ladera entre los 2.400 y los 2.470 m. Estas formas enlazan con la pequeña depresión kárstica a 2.420 m, también mediante lóbulos de derrubios.

Fuera del talud de derrubios, unidad funcional que ocupa la mayor parte de la ladera, se localiza una familia de lóbulos de geliflujión caracterizados por el dominio de finos, de tamaño métrico y frentes escarpados. Se sitúa a 2.420 m, sobre un depósito de derrubios de la ladera este del collado, en una zona de escasa pendiente en la depresión kárstica (Fig. 6).

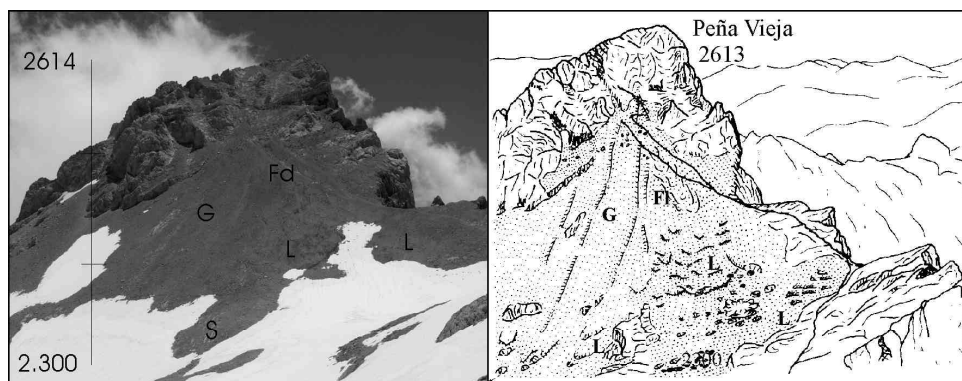


Figura 6. Talud de derrubios mixto de la ladera norte de Peña Vieja. L, lóbulos de derrubios. Fl, flujo de derrubios. G, caída por gravedad
 Figure 6. Debris talus on the north slope of Peña Vieja. L, debris lobe. Fl, debris flow. G, rock fall.

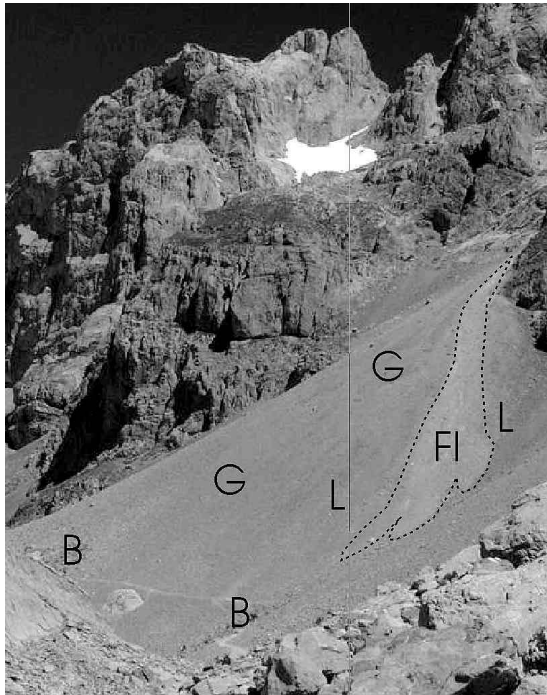


Figura 7. Flujo de derrubios del cono de derrubios mixto (C1 en figuras 3 y 5), ladera SW de Peña Vieja. FI, flujo de derrubios. G, caída por gravedad. L, lóbulos. B, bloques de caída. *Figure 7. Debris flow on the mixed debris cone (C1 related to figures 3 and 5), SW slope of Peña Vieja. FI. Debris flow. G, debris fall. l, debris lobe. B, blocks.*

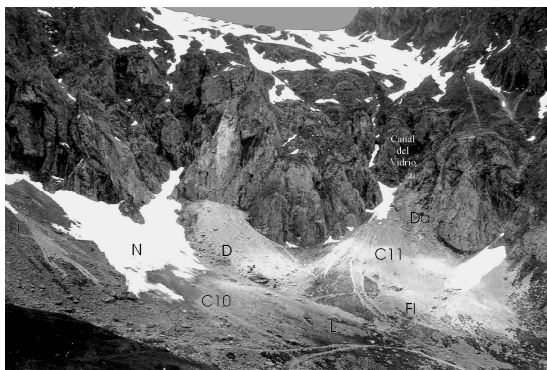


Figura 8. Sector oriental del Grupo de Peña Vieja, con la Canal del Vidrio en el centro. C10 cono de derrubios mixto complejo, C11, cono de derrubios mixto (corresponden a la numeración de la figura 3 y cuadro 1). FI, flujo de derrubios. L, lóbulos. D, desprendimiento por caída. Da, desprendimiento por caída antrópico (minería, explosión Kachinski). N, nevero. *Figure 8. Eastern area of Peña Vieja Group. C10, complex mixed debris cone, C11, mixed debris cone (related to figure 3 and Table 1). FI, debris flow. L, debris lobe. D, debris fall. Da, human debris fall (mining, Kachinski explosion), N, snowpatch.*

Para el conjunto del Grupo de Peña Vieja, los procesos que intervienen en la formación de los conos y taludes son los siguientes:

- La caída por gravedad, a partir de la gelifración, de la relajación y descompresión de las paredes, distribuye los grandes bloques por los taludes y conos. Son frecuentes los desprendimientos por caída, que forman parte de los taludes y conos de derrubios, como sucede en los sectores de Covarrobres o las Mánforas.

- Los flujos de derrubios, que redistribuyen los materiales desde los ápices de los conos. Este proceso adquiere una gran importancia en los Picos de Europa, con una funcionalidad todavía no bien conocida, marcada por la fusión primaveral y la consiguiente saturación, así como episodios tormentosos con bruscas aportaciones de agua. Las calizas y dolomías, con una importante aportación de finos, favorecen estos mecanismos. La profusión y amplio desarrollo de canales y levées en las pedreras, cuyas morfologías perduran durante décadas, nos inducen a pensar en la reutilización y revitalización de las huellas de los flujos de derrubios en sucesivos acontecimientos (Fig.7).

- Reptación y movimientos en masa menores, que en las porciones distales y laterales redistribuyen los materiales con velocidades bajas. Se aprecian coladas y lóbulos de derrubios generados por la alimentación de agua por arroyada subaérea, que implica empapamientos y lavados de finos diferenciales con movimientos desiguales en los conos y taludes.

- Procesos nivales, arrastre por aludes, con materiales arrastrados desde las pedreras o procedentes de las paredes que alcanzan las porciones medias y distales, así como resbalamientos de los bloques superficiales por la acción nival, tendiendo a la acumulación distal de los bloques mayores, lo que unido a la acción gravitacional, que ocasiona el mismo efecto, favorece los cortejos de grandes bloques en las porciones distales, que caracterizan casi todos los taludes y conos del grupo de Peña Vieja.

En conjunto, atendiendo a la morfología y los procesos implicados (tabla 2) se han diferenciado tres tipos de conos en función de su dominante morfogenética:

- Conos de aludes: Se trata de conos de derrubios de escaso desarrollo horizontal (siempre menor de 200 metros) con pendientes fuertes (>29°) y perfiles rectilíneos a convexos que se

Tabla 2. Funcionamiento de conos de derrubios del grupo Peña Vieja.
 Table 2. Debris cones dynamic of Peña Vieja Group.

Mecanismo	Procesos morfogenéticos	Formas	Dinámica
Alimentación	Caída por gravedad	Acumulaciones de bloques. Taludes y conos de derrubios, perfiles rectilíneos.	A partir de la gelifracción en las zonas altas (>2.400 m), que aportan las fracciones menores, y la relajación y descompresión de las paredes (glaciadas y tectonizadas), que aporta importantes volúmenes de grandes bloques
	Aludes	Canales, conos proximales de perfiles convexos.	Arrastre por aludes en paredes, canales y taludes, alcanzan todas las porciones medias y distales.
Transporte	Caída por gravedad	Acumulaciones de bloques. Taludes rectilíneos.	Distribuye los grandes bloques, en ocasiones mediante desprendimientos por caída.
	Flujos de derrubios (debris flow)	Canales, levées y coladas de derrubios.	Se originan sobre todo en los ápices de los conos, en zonas de saturación preferente, y depositan coladas de derrubios en las porciones distales.
	Reptación y movimientos en masa menores	Lóbulos de derrubios	Dominan en las porciones proximales, ligadas a neveros, y en las distales laterales, donde redistribuyen los materiales con velocidades bajas. Se generan por empapamientos y lavados de finos diferenciales con movimientos desiguales en conos y taludes.
	Nivales	Acumulaciones de gruesos.	Resbalamientos de bloques superficiales, acumulación distal de los bloques mayores.

asocian a canales. Suelen tener importantes huellas de flujos de derrubios y retoques de arroyada distal, pero conservan la forma diferenciada. Constituyen este tipo los números 12, 13 y 9.

– Conos de derrubios mixtos: Se trata de conos de amplio desarrollo horizontal y vertical, caracterizados por las fuertes pendientes medias (> 30°), con perfiles convexos a rectilíneos. Los procesos de distribución son de gravedad, reptación, nivales y, en las porciones superiores, los flujos de derrubios. Son característicos los números 1, 2, 3, 11 o 14.

– Conos y taludes mixtos complejos: Se trata de taludes o conos con pendientes medias menores y relativamente bajas (19-25°) con perfiles complejos, rectilíneos a cóncavos, en ocasiones cóncavo convexos, que denotan una mayor complejidad de procesos. En las zonas altas y proximales los mecanismos gravitatorios, nivales y de flujo son dominantes, y pasan a ser de flujos de derrubios y nivales en las medias para completarse con procesos de arroyada y nivales en las zonas distales, donde las pendientes son menores. Buenos ejemplos los constituyen los números 4, 5, 8 y 10.

3.2. Gelifracción

Ya hemos señalado cómo las fases de hielo-des-hielo superan los 50 ciclos anuales, afectando a

crestas, aristas y paredes desnudas, y han sido citadas “rosas de piedras” en afloramientos rocosos (Brosche, 1978). Por encima de 1.800 m, dominan grandes escarpes rocosos que permanecen libres de nieve casi todo el año, y sólo una fina capa de verglas puede cubrir las paredes de forma esporádica y variable. Es un hecho conocido la inexistencia de cascadas de hielo en las paredes de los Picos, salvo para casos excepcionales. La acción combinada de crioclastia y gravedad sobre las paredes, en el estado actual de conocimientos, parece ser el sistema de transferencia de sedimentos más eficaz de la alta montaña de los Picos de Europa. También pueden observarse formas asociadas a procesos gravitatorios, como las caídas por desprendimientos (por ejemplo, el desprendimiento de Santa Ana).

3.3. Karst nival

Asociados a la crioclastia y aprovechando los amplios afloramientos calcáreos previamente erosionados por la acción kárstica en lapiaces, se generan derrubios menores y superficies de sustrato, llambrías, recubiertas por delgadas pedreras cuyos materiales proceden de las paredes de los lapiaces, a menudo profundos y con paredes delgadas, que favorecen la acción de rotura por el hielo, hecho frecuente y bien conocido en la alta montaña calcárea

(Barrére, 1952). Estos también afectan a las acanaladuras verticales y en general a todos los tipos de lapiaz. Castañón y Frochoso (1998) han señalado procesos de gelidisunción y gelidescamación sobre los bordes de las kamenitzas, siempre a favor de la saturación por fusión del manto nival.

3.4. Movimientos en masa: soliflucción y geliflucción

La fracción fina de los depósitos superficiales en el grupo de Peña Vieja procede de la liberación de las arcillas de la caliza por disolución, de la presencia de material morrénico, de los derrubios de ladera y de los afloramientos de la formación Lebeña, materiales pizarrosos en los que los movimientos en masa son más frecuentes. Al control litoestructural hay que añadir la disponibilidad hídrica, abundante en los sectores impermeables de la formación Lebeña, pero escasa en las calizas de montaña. Las abundantes precipitaciones estivales y la fusión nival, hacen que los movimientos en masa menores asociados a la saturación de las formaciones superficiales sean muy frecuentes, pero siempre en zonas preferenciales, taludes y conos de derrubios, morrenas y la formación Lebeña. Dada la dificultad para discernir entre geliflucción o soliflucción a partir de las formas sin análisis del régimen térmico, se describen juntamente:

– Lóbulos finos o gruesos: Son muy frecuentes y de dimensiones muy variables en los Puertos de Áliva, donde han sido citados por encima de 1.850 m (Brosche, 1978), asociados a las pizarras y los materiales morrénicos. Estos últimos presentan amplios lóbulos que se extienden por las zonas más llanas, sin duda heredados de momentos más activos que han retocado los materiales morrénicos. Hay lóbulos formados por finos y funcionales en los sectores convexos de las laderas e incisiones torrenciales, así como lóbulos de piedras al pie de los escarpes calizos. En altura son poco frecuentes, pero se localizan lóbulos de piedras plenamente activos, en familias, hasta los 2.400 metros en la vertiente norte de Peña Vieja. Su posible adscripción a procesos gelifluídales está por determinar, si bien las condiciones de escasa niviosidad por el efecto del viento, la altitud y la pendiente pueden propiciar este tipo de procesos.

– Terracillas y guirnaldas: Son muy frecuentes en el sector de Áliva, donde configuran las morfologías típicas en las formaciones morrénicas, regolito y pedreras, y en ellas es dominante la soliflucción, en relación con la disponi-

bilidad hídrica. Configuran amplios tapices en las laderas formadas por la Formación Lebeña, de modo que son las formas más características de las laderas meridionales de Las Salgardas, donde las terracillas tapizan las laderas no recubiertas por morrenas.

– Bloques aradores: Están presentes en Áliva, desde 1670 m, asociados a la saturación del regolito originado sobre las pizarras, y se han citado en calizas, en la ladera NW de Peña Vieja, a 1.950 m (Miotke, 1968; Brosche, 1978).

– Flujos de derrubios: Son muy frecuentes y de corto desarrollo, siempre en relación con taludes y conos de derrubios como hemos visto anteriormente. Se localizan a altitudes muy variables, desde los 1.100 m en Fuente De, hasta los 2.550 m en Peña Vieja. En el entorno de Peña Vieja existen huellas de ocho flujos de derrubios sobre las pedreras, tanto en la vertiente norte, por encima de los 2.300 m, como en la este, entre 1.650 y 1.800 m, o la sur, entre los 1.980 y los 2.200 m. Constituyen canales, a menudo estrechos, con amplias coladas de derrubios en su frente que funcionan reiteradamente. El flujo se canaliza desde canales con neveros, y en el 80% de los casos se generan bajo paredes de más de 100 m de desarrollo (y hasta 800 m), de modo que la fusión nival y las precipitaciones intensas canalizadas por los canales concentran las aguas de fusión o de lluvia y producen rápidas saturaciones de los derrubios en sus porciones proximales, allí donde son más abundantes los materiales finos, al margen de la altitud.

– Glaciares rocosos: No existen glaciares rocosos activos en los Picos de Europa y los relictos son muy poco frecuentes. Tan sólo existen menciones en Cordiñanes (Frochoso y Castañón, 1998), el Jou de Los Boches (Pedraza *et al.*, 1996) y el glaciar rocoso de Lloroza (Serrano y González Trueba, 2002). Este glaciar rocoso relicto se aloja en el interior del complejo morrénico de Lloroza, al pie de las paredes suroeste de Peña Olvidada, con una orientación SW-NE. Presenta un cuerpo de 200 metros de largo por 150 de ancho con textura superficial de bloques y cuatro surcos arqueados conforme a la dirección de flujo. Su posición morfoestratigráfica denota su edad posterior al complejo morrénico, ubicándose en el Finipleistoceno, en unas condiciones ambientales de transición entre un medio glaciar, ya circunscrito sólo a las porciones más altas del macizo, y uno periglacial.

3.5. Nivación

Los procesos de nivación son posiblemente los más importantes de la alta montaña de los Picos, pues casi todos los procesos actuales están asociados a la evolución del manto nival y a la aportación de agua de fusión. Entre las formas presentes, destacan:

– Canales de aludes, conos y taludes de derrubios mixtos: Son los más frecuentes de la alta montaña. Los conos y taludes de derrubios que tapizan los frentes y dorsos de cabalgamiento se asocian generalmente a canales de aludes y caídas de piedras. Los canales, dirigidos por las líneas tectónicas, evacuan la nieve hacia el pie de las paredes, generando aportes de nieve y roca que alimentan las laderas y mantienen la nieve hasta la primavera. Pero estos mismos canales conducen el agua y las caídas por desprendimiento, de tal modo que en su base se concentran múltiples procesos; gravitatorios, reptación, por reajuste de la masa de clastos, movimientos en masa, por saturación, con flujos de derrubios y lóbulos de piedras, y torrencialidad, todo ello con variaciones altitudinales en función de la granulometría de las distintas porciones de los conos y la pendiente de los mismos. El resultado, como se ha señalado, son conos mixtos muy complejos tanto en su morfología como dinamismo.

– Morrenas de nevero. Son muy frecuentes las acumulaciones de derrubios en forma de arco que bordean neveros, alimentados por la caída de bloques desde las paredes circundantes. Son formas poco acentuadas, que predominan en las laderas y jous más altos. En la zona de estudio destacan las morrenas de nevero del Jou sin Tierra (1.900 m), de Juan Toribio (1.850 m), del Jou de los Llagos (2.100 y 2.200 m) y de la Canalona (2.350 m). Se ubican a cotas bajas y la diferente conservación de la nieve en función de la orientación implica que se ubiquen entre 1.800 y 1.900 m las orientadas al norte, y 2.200-2.300 las orientadas al sur, siempre bajo paredes que superan los 50-100 metros y alimentan de nieve y clastos a la morrena. El arco morrénico del Chalet Real fue interpretado por Hernández Pacheco (1956) como una morrena de nevero, pues la disposición planar de los bloques parecen indicar una alimentación nival, pero estos son minoritarios, señalando en mayor medida un retoque nival. Atribuimos su génesis a procesos glaciares por su posición, cerrando un circo colgado, morfología, un arco de reducidas dimen-

siones pero con un escarpe interno abrupto y uno externo con menos pendiente y también inclinado, y su estructura sedimentaria, un till. En los últimos períodos funcionales, el glaciar, retranqueado en la pared y en altura, enviaría derrubios, hielo y nieve que se acumularía a los pies, generando la cobertura superior nival y retocando la morrena, que pertenecería a un período de retroceso finiglaciario. Este funcionamiento perdurará hasta la actualidad.

– Nichos de nivación y enlosados nivales. Son muy frecuentes y se encuentran dispersos por todo el macizo, con numerosos ejemplos en los jous internos y los umbrales. La disolución preferencial ejercida por los neveros hace que a menudo sean formas mixtas, nivo-kársticas, depresiones cerradas de tamaños muy variables y con formas poco nítidas de nicho. En su interior son frecuentes los enlosados, siempre de reducidas dimensiones.

3.6. Crioturación y presencia de permafrost

La crioturación no es un proceso que genere formas expresivas y no ha sido estudiado en detalle en Los Picos de Europa. Existen céspedes almohadillados en depresiones y cubetas encharcadas, principalmente en Áliva, donde la litología favorece los encharcamientos, y se han citado suelos estriados en Peña Vieja, a 2.420 m, en pendientes de 15-18° (Brosche, 1978), y una red de figuras geométricas sobre material morrénico, en el Jou de los Llagos, al sur del Llambrión (Castañón y Frochoso, 1994). En este último caso, dada su escasa altitud, 2.050 m, lo atribuimos bien a mecanismos ajenos a los procesos periglaciares, o bien a una herencia periglaciaria indicativa de un medio más riguroso que el actual, y en relación con el retroceso glaciar que abandonó los restos morrénicos sobre los que se asienta.

En los Picos de Europa se ha apuntado la posibilidad de la presencia de permafrost (discontinuo o continuo) en las cotas más altas del macizo (Castañón y Frochoso, 1997; Brown *et al.*, 1998). La ladera norte de Peña Vieja presenta un depósito de ladera en altura, entre 2.300 y 2.500 m, sin dominio de paredes verticales ni crestas, y orientada al norte. Estas condiciones son difíciles de encontrar en los Picos de Europa, donde tan sólo existen pequeñas superficies en altitud y orientación norte en algunas cumbres por encima de los 2.600 metros (Palanca-Llambrión). Por ello, la Peña Vieja, dadas las

condiciones morfológicas y ambientales, constituye un lugar de especial interés para detectar la posible presencia de permafrost, de modo que durante el invierno de 2001 se han realizado medidas de la temperatura basal del manto nival (BTS) en la vertiente norte de Peña Vieja.

La cara norte de Peña Vieja se encuentra parcialmente desprovista de nieve durante el invierno. Es una zona muy venteada, abierta entre la Canal del Vidrio y los Collados de la Canalona y de las Coterías Rojas, sin una acumulación regular de nieve y con frecuentes procesos de fusión y rehielo. En las canales y la parte superior de las pedreras la cobertura nival es escasa (20 cms a 2.500 metros), y en algunos periodos del invierno están descubiertas, permaneciendo el collado y las crestas desprovistas de nieve. La ausencia de cobertura nival y las variaciones de hielo en las paredes favorecen frecuentes cambios térmicos. Las calizas compactas culminantes (calizas de montaña) aportan, por gelifracción, las fracciones de rocas, bloques y cantos pequeños que alimentan las pedreras inferiores. De las medidas BTS realizadas (tabla 3) sólo siete registros han sido válidos, por tener más de 80 cm de espesor de nieve, y de ellos el más alto se ubica a 2.455 m, pero todas las medidas registradas están por encima de 0°C y señalan como improbable la existencia de permafrost. Por encima de los 2.450 m, en las canales y la estrecha arista cimera, la escasa cobertura nival no permite las condiciones teóricas favorables para la presencia de permafrost. En las aristas de altura, la radiación incidente en las laderas y la estrechez de las mismas impide que sean ámbitos favorables para el permafrost esporádico. Por otra parte, a falta de registros térmicos, las laderas y cumbres se ubican

en torno a la isoterma anual de 0°C (Muñoz, 1982), lejos del límite altitudinal de la línea de equilibrio glaciar (ELA). Además, la isoterma anual de -2°C queda por encima de la línea de cumbres (2.648 m en Torre Cerredo). Por todo ello, podemos afirmar que no existe permafrost continuo ni discontinuo en el grupo Peña Vieja.

4. El dominio periglacial: distribución altitudinal de formas y procesos periglaciares

El dominio periglacial de los Picos de Europa se ubica por encima de los 1.900 m, con procesos y formas periglaciares entre los que domina la nivación. La soliflucción es muy generalizada en el sector de los puertos de Áliva, en las morrenas, collados y laderas. Por encima de 2.300 metros, las pedreras con flujos lentos y caídas por gravedad, así como unas condiciones térmicas más frías y un manto nival desigual por la acción del viento, propician mecanismos ligados al hielo-deshielo, tanto en el sustrato como en las formaciones superficiales. La criorreptación y geliflucción son muy atenuadas y generan únicamente pequeñas coladas de barro y lóbulos de piedra. Pero por encima de los 2.300 metros sólo quedan 340 metros de desarrollo vertical, que en su mayoría están constituidos por crestas, aristas cimeras y cumbres. Por encima de los 2.450 metros, prácticamente están ausentes las formaciones superficiales, siempre con fuertes pendientes, por lo que es el dominio de la roca desnuda, afectada por los procesos de gelifracción,

Tabla 3. Mediciones BTS en la ladera norte de Peña Vieja
 Table 3. BTS measurements in the north slope of Peña Vieja.

Nº	Altitud m	Profundidad cm	Orientación	BTS °C	Permafrost	Morfología
1	2450	70	NW	0.1	Improbable	lóbulos
2	2450	80	NW	0.7	Improbable	talud
3	2455	90	N	0.9	Improbable	talud
4	2465	60	N	0.8	Improbable	talud
5	2445	100	N	0.6	Improbable	talud
6	2425	95	NW	0.8	Improbable	talud
7	2425	50	NW	0.9	Improbable	talud
8	2420	50	NW	0.9	Improbable	lóbulos
9	2415	10	NW	0.7	Improbable	lóbulos
10	2395	90	NW	0.5	Improbable	depresión, lóbulos
11	2380	85	NW	0.7	Improbable	depresión
12	2345	75	NW	0.9	Improbable	talud, lóbulos
13	2335	60	NW	0.8	Improbable	Depresión

pero poco apta para la conservación de nieve o hielo, tanto en superficie como en el subsuelo.

Es un dominio nivoperiglaciario muy restringido en el espacio, donde el régimen térmico del suelo está en relación con el manto nival, su duración y redistribución, como sucede en la vertiente norte de Peña Vieja. El análisis de la temperatura basal del manto nival, las formas y los procesos permiten observar:

- La escasa cobertura del manto nival en altura, por ser una zona muy venteada. El manto nival sólo adquiere espesor en la porción inferior, allí donde los efectos del viento son menores, y en las zonas bajas, en la base de la pedrera y depresiones, donde se acumula la nieve y está protegida del viento, aunque no supera el metro de espesor a finales del invierno.
- Ningún registro permite afirmar la existencia de un ambiente con permafrost en la alta montaña del grupo de Peña Vieja.
- Se observa una relación entre la distribución de la nieve y la intensidad de los procesos morfogenéticos. En las zonas con mayor cobertera nival y protección térmica del suelo, los procesos dominantes están asociados a la saturación durante los periodos de fusión y procesos gravitacionales de reajuste. Sin embargo, allí donde el manto es inestable se observa mayor dinamismo. A los procesos predominantemente nivales se suman flujos de derrubios, asociados a saturaciones por fusión de las aguas de rehielo y de la nieve, no necesariamente durante la primavera, y a cambios de estado del agua que implican aportes de gelifractos y gelifluxión, con lóbulos de gruesos y finos por encima de los 2.350 m de altitud.

Las formas y los procesos analizados permiten establecer la distribución altitudinal del medio periglaciario, con procesos periglaciares atenuados desde los 1.900 m:

- Dominio nivoperiglaciario: Se caracteriza por el predominio de los procesos de nivación, solifluxión y en general procesos y formas asociados a los ciclos de hielo-deshielo. Allí donde aparecen los afloramientos de roca caliza, tal es el caso de las paredes y canales que arman todo el conjunto, predomina la crioclastia y los procesos nivokársticos. En la parte inferior, asociado a la presencia de la formación Lebeña, o potentes depósitos morrénicos superficiales, tal es el caso de Lloroza o Áliva, se da un predominio de la solifluxión, y en general los procesos de ladera, acelerados por

el zapamiento de las corrientes de agua. En este piso dominan los procesos asociados a la presencia de nieve, los aludes, flujos de derrubios y solifluxión, con movimientos en masa sobre los taludes y conos. Constituye el piso inferior de la alta montaña de Picos de Europa y se extiende desde los 1.900 hasta los 2.350 m.

– Dominio crionival: se desarrolla por encima de los 2.350 m, en estrecha interacción con el anterior, a través de un importante trasvase de material y energía, ya sea en forma de caída de derrubios por gravedad, flujo de derrubios o aludes. El endurecimiento de las condiciones climáticas con la altitud favorece la aparición de la gelifración, la gelifluxión y sus formas asociadas, así como intensos procesos nivales, aludes y flujos de derrubios, que condicionan la efectividad del periglaciario. La cubierta nival perdura más de siete meses en un medio muy dinámico, si bien escasamente representado, pues son principalmente paredes y crestas, con procesos de fuerte influencia en el piso inferior. La desigual distribución en tiempo y espacio del manto nival, debido a factores tales como topografía, orientación y exposición, y la dinámica de ciclos de hielo-deshielo, son fundamentales para entender la morfodinámica periglaciaria actual del área, en la que destaca la ausencia de unas condiciones lo suficientemente rigurosas como para el desarrollo de permafrost continuo o discontinuo. Comprende desde los 2.350 m hasta los 2.614 de la cumbre, y es el piso superior del cinturón periglaciario de los Picos de Europa.

5. Conclusiones

El medio periglaciario del grupo Peña Vieja se caracteriza por la diversidad de procesos y formas asociadas. Intervienen al menos catorce procesos morfogenéticos ligados a la gravedad, la nivación, los cambios de estado del agua, y la reología de cuerpos helados o saturados, que asociados en el espacio y en el tiempo constituyen un rápido sistema de transferencia de derrubios en un activo sistema morfodinámico. Estos procesos generan un abanico de formas simples, complejas y asociaciones de formas que ocasiona un medio de montaña variado y organizado en altitud. Es, pues, un dominio nivoperiglaciario muy restringido en el espacio, donde el régimen térmico del suelo está en relación con el manto nival, su duración y redistribución, como sucede en la vertiente norte de Peña Vieja.

Las formas más representativas, los conos y taludes de derrubios, muestran un gran complejidad dinámica, con cuatro tipos morfodinámicos diferentes, conos de aludes, conos de derrubios mixtos y conos y taludes mixtos complejos. Son formas muy activas y comunes en todos los Picos, si bien es difícil atribuir su génesis únicamente a la crioclastia, por tratarse en general de conos mixtos en los que intervienen condicionantes morfoestructurales, gravitacionales, nivales y criogénicos, sobre los que son frecuentes las huellas de la arroyada nival. La multiplicidad de procesos y formas denota la diversidad y el dinamismo de los procesos criogénicos y nivales.

Las observaciones térmicas del manto nival (mediciones BTS), así como la evolución del mismo y el análisis de los procesos y formas observadas, heredadas unas y activas otras, muestran que la organización y la dinámica de las formas periglaciares están dirigidos por las variaciones climáticas introducidas por la altitud, la topografía, la orientación y la exposición. En el Grupo Peña Vieja tales factores favorecen una morfodinámica periglacial atenuada, en interacción con la karstificación y una capaz dinámica de laderas propiciada por los fuertes desniveles existentes, así como la ausencia de un ambiente favorable al desarrollo de permafrost.

En el Grupo Peña Vieja es posible diferenciar dos pisos morfoclimáticos periglaciares: nivoperiglacial, entre 1.900 y 2.350 m, donde predominan los procesos y formas nivales y nivokársticas, sin representación de geliflujión ni crioreptación; y crionival, banda altitudinal por encima de 2.300 m con condiciones térmicas más rigurosas que implican una intensa crioclastia y geliflujión, donde la cobertura nival condiciona los procesos e intercambios con los pisos inferiores, y no se dan las condiciones para la existencia de permafrost continuo o discontinuo.

Como consecuencia de los caracteres geográficos del sector, y sobre todo, su limitado desarrollo altitudinal, con una cumbre que escasamente supera los 2.600 m, el conjunto se caracteriza por una morfodinámica nivoperiglacial, con unas condiciones estrictamente periglaciares restringidas a la zona de cumbres. Su situación en el umbral altitudinal límite, le convierte en un medio sometido a una gran diversidad de procesos morfogenéticos, activos y sensibles a los cambios ambientales actuales, tanto naturales, como inducidos por el hombre. Constituye, pues, un "indicador de cambio" privilegiado, ante las respuestas morfogenéticas del medio de alta montaña, a las condiciones climáticas y antrópicas actuales y su evolución futura.

6. Agradecimientos

Este trabajo se desarrolla como parte de un proyecto de investigación financiado por la Fundación Marcelino Botín. Los autores agradecen a Augusto Pérez Alberti la cesión de las fotografías de las figuras 5 y 6 del trabajo, así como a Javier de Pedraza y Carlos E. Martí Bono las sugerencias y correcciones realizadas al texto original.

Referencias bibliográficas

- Alonso, V. & González Suárez, J.J. (1998). Presencia de hielo glacial en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). El helero del Jou Negro. *Cuaternario y Geomorfología*, 12 (1-2), 35-44.
- Barrère, P. (1952). Evolution mécanique et nivation sur les versants calcaires de la haute montagne Pyrénéenne. *Pirineos*, 8 (24), 201-213.
- Bertrand, G. (1971). Morphostructures cantabriques: Picos de Europa, 'Montaña' de León et de Palencia. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 42 (1), 49-70.
- Bertrand, Cl. & Bertrand, G. (1971). Le complexe terminal glaciaire du plateau karstique des lacs d'Enol (Picos de Europa, massif cantabrique central, Espagne du nord-ouest, province d'Oviedo). *Revue Photointerpretation*, 3 (2), 15-18.
- Brosche, K.U. (1978). *Beiträge zum rezenten und vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel*. Abhandlungen des Geographischen Instituts, Sonderhefte, Band I. Selbstverlag des Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin.
- Brown, J., Ferrians, O.J., Heginbottom, J.A. & Melnikov, E.S. (1998). *Circum arctic map of Permafrost*. International Permafrost Association, Data and Information Working Group. Circumpolar Active-layer Permafrost System (CAPS), versión 1.0 CD-ROM. National Snow and Ice data Center, Boulder, University of Colorado.
- Castañón, J.C. & Frochoso, M. (1994). El periglacialismo de la Cordillera Cantábrica. En Gómez Ortiz, M. Simón Torres, F. Salvador Franch, F. (Eds.). *Periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. Estudios significativos*. Granada, Monografías de la S.E.G., 7, 75-91.
- Castañón, J.C. & Frochoso, M. (1996). Hugo Obermaier y el glacialismo pleistoceno. En: Moure, A. (ed.), *El hombre fósil 80 años después. Homenaje a H. Obermaier*, Universidad de Cantabria, Santander, 153-175.
- Castañón, J.C. & Frochoso, M. (1998). La alta montaña cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámica en los Picos de Europa". En: Gómez Ortiz, M. Salvador Franch, F. Schulte & L. García Navarro, A (Eds.). *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Barcelona, Universidad de Barcelona, 113-132.
- Castañón, J.C. & Frochoso, M. (1986). Origen y evolución de unas brechas calcáreas: las gonfolitas del Alto Duje (Picos de

- Europa-España). *Actas symposium sobre fluctuaciones climáticas en las regiones del mediterráneo Occidental*. U.A.M. Madrid, 61-63.
- Chardon, M. (1984). Montagne et haute montagne alpine, critères et limites morphologiques remarquables en haute montagne. *Revue de Géographie Alpine*, 82, (2-3-4), 213-224.
- Chardon, M. (1989). Essai d'approche a la spécificité des milieux de la montagne alpine. *Revue de Géographie Alpine*, 77 (1-3), 15-28.
- Clark, R. (1981). Cold climate features of the Cordillera Cantábrica, northern Spain. *Biuletin Peryglaciari*, 28, 5-13.
- Farias, P. (1982). La estructura del sector central de los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 12, 63-72.
- Flor, G. & Baylon-Misioné, J.I. (1989). El glaciario cuaternario de los Puertos de Áliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, Occidente de Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 3 (1-2), 27-34.
- Francou, B. (1988). *L'Eboulement en Haute Montagne*. Thèse d'Etat, Editec. Grenoble.
- Frochoso, M. (1980). El macizo central de Picos de Europa y sus glaciares. *Eria*, 1, 67-87.
- Frochoso, M. & Castañón, J.C. (1986). La Evolución morfológica del Alto Valle del Dije durante el Cuaternario (Picos de Europa, NWEspaña). *Eria*, 11, 193-209.
- González Trueba, J.J., Ruíz, Y. & Serrano, E. (2002). Huellas morfológicas del glaciario histórico. La Pequeña Edad del Hielo en el Macizo Central de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). En: Serrano, E. & García, A. (Eds.). *Estudios recientes en Geomorfología. Patrimonio, montaña y dinámica territorial*. Sociedad Española de Geomorfología, Universidad de Valladolid, Valladolid, 183-192.
- González Martín, J.A. (1984). Rasgos generales del periglaciario de la Península Ibérica y áreas insulares. I. Dominio atlántico. *Lurralde*, 23-81.
- Haerberli, W. (1985). *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrology und Glaziology, 77, Zurich.
- Haerberli, W. & Epifani, F. (1986). Mapping the distribution of buried glacier ice-an example from Lago delle Locce, Monte Rosa, Italian Alps. *Annals of Glaciology*, 8, 78-81.
- Harris, S.A. (1982). Identification of permafrost zones using selected periglacial landforms. *Proceeding of the Four Canadian Permafrost Conference*, 49-58.
- Harris, S.A. (1988). The alpine periglacial zone. En Clark, M.J. (ed.). *Advances in Periglacial geomorphology*. Wiley and Son, Nueva York.
- Hernández Pacheco, F. (1956). La morrena periglaciaria de Peña Vieja. Picos de Europa, Santander. *Sociedade Portuguesa de Antropologia e Etnologia*, Oporto, 227-234.
- Huizer, A.S. & Isarin, R.F.B. (1997). The reconstruction of past climates using multiproxy evidence: an example of the weichselian Pleniglacial in Northwest and central Europe. *Quaternary Science Review*, 16, 513-533.
- Karte, J. (1983). Periglacial phenomena and their significance as climatic and edaphic indicators. *GeoJournal*, 74, 329-340.
- King, L. (1986). Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 68 (A-3), 131-139.
- King, L., Gorbunov, A.P. & Evin, M. (1992). Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 73-81.
- Kotarba, A., Kaszowski, L. & Krzemien, K. (1987). *High mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*. Polish Academy of Science, Cracovia.
- Maas, K. (1974). The geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain; Deposition and deformation in a flysch area". *Leidse Geologische Mededelingen*, 49, 379-465.
- Maestre, A. (1864). *Descripción física y geológica de la provincia de Santander*. Junta General de Estadística. Madrid.
- Marquinez, J. (1978). Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, 10, 295-315.
- Marquinez, J. (1989). Síntesis cartográfica de la región del Cuera y los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 18, 137-144.
- Marquinez, J. (1992). Tectónica y relieve en la Cornisa Cantábrica. En A. Cearreta y F.M. Ugarte (Eds.), *The late Quaternary in the western Pyrenean region*, Universidad del País Vasco, Vitoria, 143-160.
- Marquinez, J. & Adrados, L. (2000). La geología y el relieve de los Picos de Europa. *Naturalia Cantabricae*, 1, 3-19.
- Miotke, F.D. (1968). *Karstmorphologische Studien in der glacial-überformten Höhenstufe der Picos de Europa, Nordspanien*. Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover. Arbeiten aus den Geographischen Institut der Technischen Universität Hannover. Sonderheft 4. Selbstverlag der Geographischen Gesellschaft Hannover, Hannover.
- Muñoz, J. (1982). *Geografía Física. El relieve, el clima, las aguas*. En: Quirós, F. (Eds.). Geografía de Asturias, Ayalga, Oviedo.
- Obermaier, H. (1988). *Estudio de los glaciares de los Picos de Europa*. Gijón, Grupo de Montaña de la Calzada, Edición facsímil de la edición de Madrid de 1914 con un prólogo de Patricio Adúriz Pérez. Oviedo.
- Pedraza, J. de (1996). *Geomorfología, principios, métodos y aplicaciones*. Rueda Editorial, Madrid.
- Penck, A. (1897). Die Picos de Europa und das Kantabrische gebirge. *Geographie Zeitschrift*, Leipzig, t-3, 278-281.
- Rivas-Martínez, S., Díaz, T., Prieto, J.A., Loidi, J. & Penas, A. (1984). *Los Picos de Europa: la vegetación de la alta montaña cantábrica*. Ediciones Leonesas, León.
- Rodríguez, L.R. (Dir.) (1994). *Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 81. Potes*. ITGE, Madrid.
- Serrano, E. & González Trueba, J.J. (2002). Morfología y evolución glaciaria en los Picos de Europa. En: Redondo, J.M., Gómez, A., González, R.B. & Carrera, P. (Eds.). *El modelado de origen glaciario en las montañas leonesas*. Universidad de León, León, 249-268.
- Schulz, G. (1858). *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. Imp. José González, Madrid.
- Smart, P.L. (1984). The geology, geomorphology and speleogenesis of the eastern massif, Picos de Europa, Spain. *Cave Science*, 11 (4), 238-245.

Recibido 25 de octubre de 2003
Aceptado con revisión