

# EL GLACIARISMO EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO NALÓN (NO DE ESPAÑA): UNA PROPUESTA DE EVOLUCIÓN DE LOS SISTEMAS GLACIARES CUATERNARIOS EN LA CORDILLERA CANTÁBRICA

M. Jiménez Sánchez

*Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Arias de Velasco, s/n, 33005 Oviedo, España*

**Resumen:** En el sector más alto de la cabecera del río Nalón, por encima de 950 m de altitud, se reconocen morrenas, circos y valles de origen glaciar y glaciares rocosos. El desarrollo y conservación de todas estas formas depende de la existencia de vertientes con orientaciones N, altitudes favorables y litologías resistentes. Las cotas de los fondos de los circos más bajos muestran que el nivel de las nieves perpetuas durante la fase de máxima expansión glaciar es de 1550 m para vertientes con exposiciones Norte. La posición de los arcos morrénicos permite establecer una fase de máxima expansión de los hielos, con los frentes más bajos en torno a los 950 m, seguidas de otras dos de retroceso y estabilización de los frentes glaciares, a cotas respectivas de 1300-1500 y 1500-1700 m. Los glaciares rocosos superpuestos a las morrenas más elevadas definen la posterior implantación de un ambiente periglacial. La cronología relativa de las distintas fases glaciares muestra una cierta similitud con la deducida para el último período glaciar en los Pirineos. Los resultados obtenidos recientemente en la datación de movimientos en masa en Cantabria, cuyo origen es atribuido a la deglaciación, sugieren la posible sincronía de los máximos glaciares para ambas Cordilleras, aunque ello debe ser contrastado con la realización de estudios cronológicos en el futuro.

**Palabras clave:** Morfología glaciar, evolución cuaternaria, río Nalón, Cordillera Cantábrica

**Abstract:** In the Upper Nalon Basin, over 950 m high, moraines, glacial cirques and valleys and rock glaciers can be recognized. The extent and degree of preservation of these features depend on the existence of north facing exposures, suitable altitudes, as well as resistant lithologies. The height of the lower cirques shows that the snow-line at the maximum expansion was 1550 m for northern exposures. The terminal moraines show that during that phase, glacial fronts reached around 950 m. This phase was followed by two others with glacier fronts retreat and stabilization at 1300-1550 m and 1500-1700 m. Rock glaciers developed at a later phase in a periglacial environment. The relative chronology of the different glacial phases seems like the established and dated one in the Pyrenees. Recent age data obtained on slope movement deposits associated to ice retreat in neighbouring Cantabria suggest the synchronous character of the glacial maximum in both chains, although it must be contrasted with chronological data in the future.

**Key words:** Glacial features, Quaternary evolution, Nalón River, Cantabrian Chain.

Jiménez Sánchez, M.: 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. España*, 9 (3-4): 157-168

La Cordillera Cantábrica, de dirección E-O, se sitúa en el N y NO de la Península Ibérica con una distribución de altitudes que descienden progresivamente desde el Sur, donde se superan los 2000 m, hasta el Norte, en la costa cantábrica. Las líneas maestras del relieve son el resultado de la elevación del Bloque Hercínico sobre la Meseta del Duero por la actuación de fallas de dirección E-O durante la Orogenia Alpina (Marquínez, 1992; Alonso *et al.*, en prensa). Sin considerar las áreas kársticas, cuyo modelado depende de la presencia de sustratos calcáreos, la distribución altitudinal de la Cordillera Cantábrica determina a grandes rasgos su zonación geomorfológica. De acuerdo con esto, en ella pueden distinguirse tres sectores: la franja costera, modelada por procesos litorales, un

sector intermedio, caracterizado por la actuación de procesos fluviales y de gravedad, y otro superior en el que se conservan restos de origen glaciar y periglacial. Exceptuando las referencias al hielo glaciar como las recientemente citadas en algunos puntos de los Picos de Europa (González y Alonso, 1994), en el presente no existen sistemas glaciares activos en la Cordillera Cantábrica. Sin embargo, las evidencias morfológicas atestiguan la importante influencia que ejercieron en el relieve actual, tal como ha sido puesto de manifiesto por diversos autores ya desde principios de siglo (Hernández Pacheco, 1914; Obermaier, 1914). A pesar de la posterior evolución metodológica de los estudios del glaciario en la Cordillera Cantábrica, especialmente desde la década de los

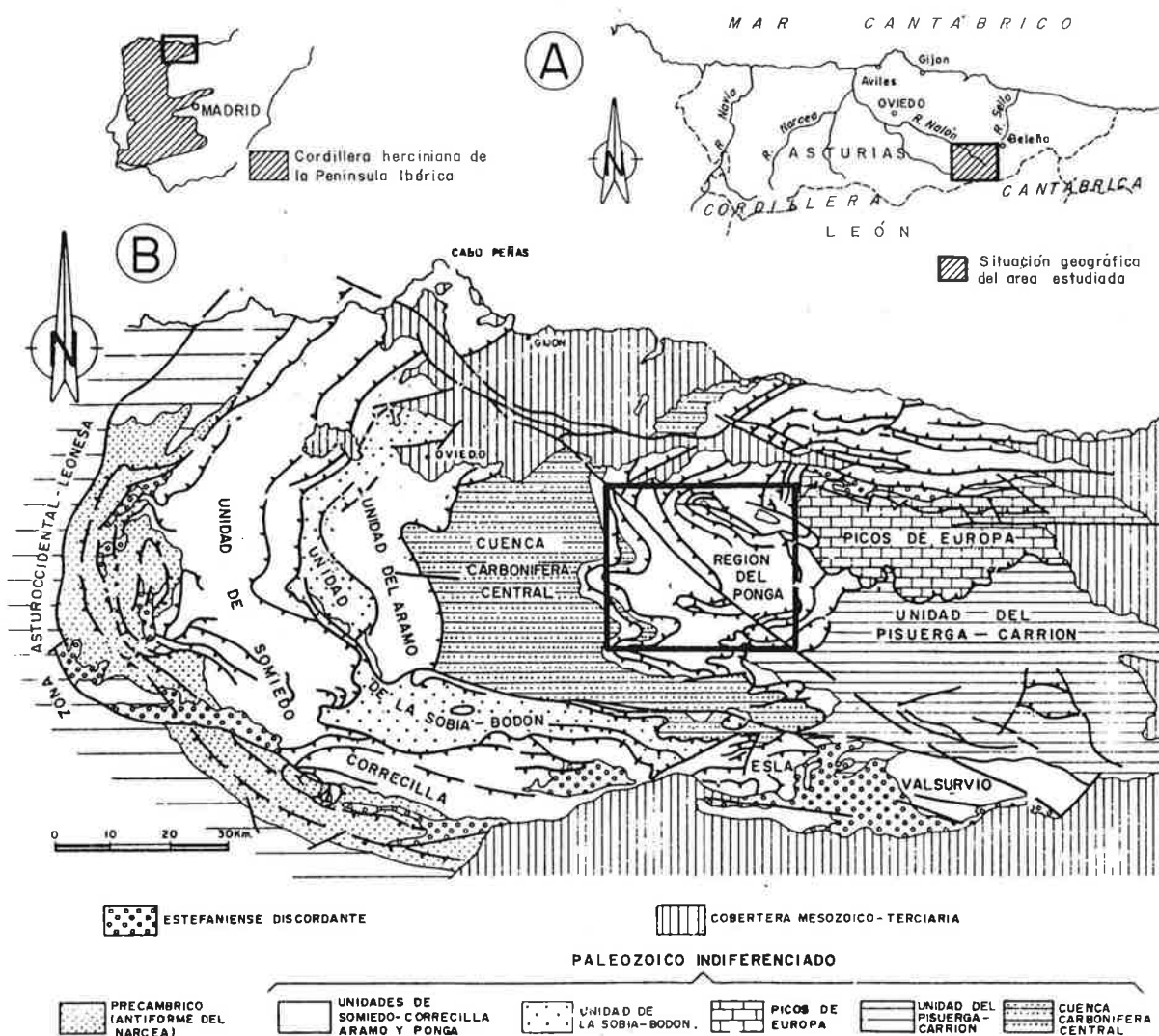


Figura 1.- A) Situación geográfica de la zona de estudio. B) Localización de la zona de estudio en el marco de la Cordillera Cantábrica (esquema basado en Julivert, 1971)

ochenta (Frochoso, 1980; Muñoz Jiménez, 1980; Castañón, 1983; Alonso, 1986, 1989, 1992, 1993; Alonso y Flor, 1987; Flor y Baylón, 1989; Marquínez *et al.*, 1990; Jiménez y Marquínez, 1990; Castañón y Frochoso, 1986; 1992a, 1992b; Jiménez, 1994; Menéndez, 1994), continúa la polémica acerca del número de glaciaciones que pueden ser reconocidas en la zona, la altura alcanzada por los frentes glaciares y la edad exacta del glaciario. Obviamente, el conocimiento más profundo y global de la distribución de los restos glaciares y, lo que es más importante, la realización de dataciones que permitan asignar una edad absoluta a los depósitos identificados, ayudarían a resolver estas discrepancias.

El río Nalón es uno de los principales cursos fluviales que drenan la vertiente Norte de la Cordillera Cantábrica. En el sector más alto de su cabecera, localizada en el SE de Asturias (Fig. 1, A), se conservan formas de origen glaciar y otras asociadas a ámbitos periglaciares (Suárez Rodríguez, 1990; Jiménez y Marquínez, 1990; Jiménez, 1994). La reconstrucción de la evolución de los antiguos

sistemas glaciares de acuerdo con criterios geomorfológicos y su comparación con el patrón establecido y datado en el Pirineo (Vilaplana, 1983; Montserrat Martí, 1992; Bordonau, 1992a, 1992b; Bordonau *et al.*, 1992; Bordonau *et al.*, 1993) puede permitir la realización de una propuesta de correlación de las fases de evolución glaciar en ambas zonas. Basándose en estas hipótesis, los objetivos planteados en este trabajo son: i. la presentación y descripción de las evidencias de glaciario reconocidas en la cuenca alta del río Nalón a partir del trabajo de campo y fotogeológico; ii. la reconstrucción del modelo evolutivo de los hielos y de los factores condicionantes del mismo a partir de la base cartográfica elaborada y iii. la comparación de este modelo con el patrón de evolución de los hielos en el Pirineo.

### Marco geológico

Desde el punto de vista geológico, la cabecera del río Nalón se sitúa en la Región del Ponga (Julivert,



1960; Alvarez Marrón, 1989), dentro de la Zona Cantábrica de la Cordillera Hercínica (Fig. 1, B).

El sustrato presenta una gran variedad litológica y está compuesto por materiales con edades comprendidas entre el Cámbrico y el Carbonífero. La sucesión se divide en dos unidades, separadas entre sí por una laguna estratigráfica que abarca parte del Ordovícico y la práctica totalidad del Silúrico y Devónico. La unidad inferior está formada por la Caliza de Lánacara, las Areniscas y Pizarras de Oville y la Cuarquita de Barrios, mientras que la superior está integrada por materiales de edad carbonífera, como las Calizas de Barcaliente y Escalada y las alternancias calcáreo-detríticas de las Formaciones Beleño y Fito.

El rasgo estructural más característico de la zona es la presencia de un conjunto de estructuras de edad hercínica formado por cabalgamientos de trazado sinuoso debido a la existencia de pliegues transversales a ellos. Existe además una serie de fracturas que cortan a ambos tipos de estructuras, entre las que destaca la Falla de Ventaniella, que cruza toda la región con una disposición NO-SE.

Al igual que en el resto de la Cordillera, el movimiento de fracturas durante el Terciario ha determinado la disposición de las principales alineaciones montañosas de la zona. Así, la alineación de cumbres que limita la cabecera del río Nalón por el sur, que forma parte del eje de la Cordillera, está asociada a fracturas de dirección E-O que elevan el Bloque Hercínico sobre la Meseta del Duero, mientras que la alineación montañosa del sector nororiental de la divisoria de la cuenca, de dirección NO-SE, parece corresponder al bloque elevado por el movimiento vertical de la falla de Ventaniella, que presenta esta misma orientación (Alvarez Marrón, 1989). Sobre este relieve alpino se encaja la red hidrográfica en angostos valles, en cuya cabecera se conservan formas y depósitos de origen glaciar. Los depósitos fluviales están escasamente desarrollados, y la dinámica fluvial, estudiada a partir de los aforos de la presa de Tanes, obedece a un régimen de comportamiento pluvionival con una rápida respuesta frente a las precipitaciones. La morfología y la dinámica de las laderas depende en gran medida de la distribución de las litologías del sustrato. Así, la dinámica actual de las laderas modeladas en las alternancias calcáreo-detríticas carboníferas, con pendientes relativamente suaves, está ligada principalmente a la actuación del mecanismo de reptación superficial, mientras que en los escarpes rocosos cuarcíticos y calcáreos de las zonas más elevadas, domina la actuación de la gelifracción y de los procesos nivales (Jiménez, 1994).

### **La morfología glaciar y periglaciar**

En la cabecera del río Nalón, los restos glaciares se distribuyen entre los 950 y 2000 m de altitud en una franja de dirección E-O localizada en la alineación de cumbres del sector meridional de la cuenca (Fig. 2). Entre las formas características de los ambientes glaciares se han identificado circos y valles glaciares, así como distintas acu-

mulaciones de till. También existen depósitos asociados al glaciario como los fluvio-glaciares y los de represamiento marginal y, superpuestos a las morrenas más altas, glaciares rocosos, típicos de ambientes periglaciares.

#### *Los circos glaciares*

En la zona se han reconocido 62 circos glaciares, que aparecen entre los 1500 y más de 2000 m de altitud, alineados según la dirección topográfico-estructural de los cordales en que se encuentran. Los circos se desarrollan preferentemente sobre las rocas cuarcíticas de la Formación Barrios, que dominan en las zonas más elevadas. La mayor parte son de tipo simple y frecuentemente muestran una sección de tipo abierto, careciendo de umbrales rocosos bien desarrollados.

El análisis morfométrico efectuado de acuerdo con los parámetros basados en los trabajos de Andrews y Dugdale (1971) y King (1982), muestra que los circos se enclavan en alineaciones montañosas con líneas de cresta superiores por término medio a 1800 m, oscilando la cota inferior de sus paredes entre 1550 m y 1850 m (Jiménez, 1994). Los parámetros de forma muestran un amplio rango de variación, tanto en las dimensiones máximas de longitud y anchura, que oscilan entre un centenar de metros y algo más de 1 km, como en los valores de los índices de elongación y aplanamiento. Los parámetros de orientación muestran un predominio neto de las componentes N-NO y N-NE para los azimuts de las líneas de máxima longitud de los circos (Fig. 3). Ello es coherente con los azimuts regionales de las cuatro alineaciones montañosas en que se sitúan, que varían a su vez de N-NO a NE. No se han identificado circos en vertientes orientadas al Sur.

#### *Los valles glaciares*

Los valles con evidencias de modelado glaciar presentan direcciones predominantemente N-S y E-O, con varios km de longitud. En general, su trazado está asociado a la existencia de sustratos constituidos por materiales poco resistentes, como son las alternancias detríticas carboníferas. Aunque en algunos casos no conservan el típico perfil transversal en U, su origen glaciar queda puesto de manifiesto por la presencia de rupturas de pendiente en las vertientes que pueden atribuirse a la acción erosiva del hielo, así como por la existencia de acumulaciones de till en su fondo. El perfil longitudinal es muy irregular, con una morfología a base de umbrales y depresiones que en sustratos constituidos por materiales homogéneos pueden ser interpretadas como áreas de sobreexcavación glaciar.

#### *Los depósitos glaciares*

Las acumulaciones de till suelen presentarse en forma de cordones y arcos morrénicos, con la típica morfología de cresta (Fig. 4) o bien, recubriendo fondos de valles y laderas sin presentar ningún rasgo morfológico característico. En ocasiones tan sólo se conservan can-

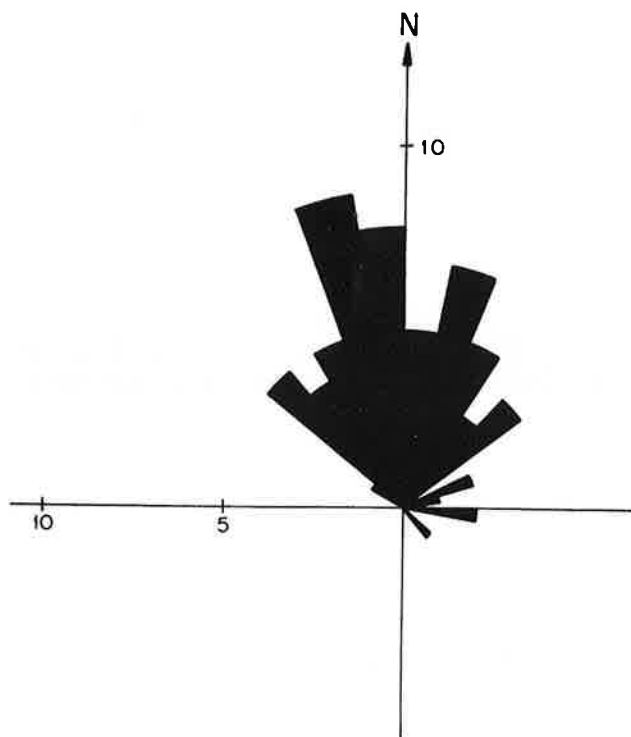


Figura 3.- Diagrama de orientaciones de la línea de máxima elongación de los circos glaciares en la cuenca alta del río Nalón.

tos y bloques diseminados por las vertientes. Su distribución se localiza entre los 950 y 1700 m de altitud, en el sector más meridional de la cabecera del río Nalón.

Los escasos afloramientos reconocidos muestran la existencia de fragmentos heterométricos de morfología angulosa y composición predominantemente cuarcítica, embebidos en una matriz arenoso-arcillosa de tonos beige que aparece siempre en un porcentaje superior al 50 %, dando como resultado una textura de depósito flotante.

El reconocimiento de diversas generaciones de acumulaciones de till entre los 1100 y 1650 m de altitud y su correlación de unos valles a otros ha permitido establecer diversas etapas de estabilización de los frentes de los antiguos aparatos glaciares. Los cordones morrénicos, localizados entre los 1200 y 1700 m de altitud, y con longitudes que pueden llegar a sobrepasar el kilómetro, han sido utilizados para definir los márgenes de los antiguos aparatos glaciares y la dirección de flujo de los hielos.

#### Otros depósitos asociados al glaciario

En este grupo se han incluido depósitos de origen fluvio-glacial, glaciolacustre y de obturación marginal. Los primeros se localizan entre los 800 y 1500 m de altitud, aguas abajo de los frentes glaciares. En el fondo de algunos circos, por encima de los 1300 m de altitud, aparecen depósitos a los que puede atribuirse un origen glaciolacustre, seguramente ligado a la existencia de antiguos lagos de represamiento hoy colmatados. Sobre ellos es frecuente la existencia de turberas más o menos desarrolladas.

En ocasiones, entre dos generaciones distintas de arcos morrénicos aparecen depósitos interpretados como de origen intermedio entre fluvio-glacial y glaciolacustre. Estos depósitos estarían asociados al represamiento de las aguas de fusión por arcos morrénicos pertenecientes a una fase previa de estabilización del glaciar, con la consiguiente formación de lagos proglaciares, y posteriormente, de turberas con diferentes grados de desarrollo.

Los depósitos de obturación marginal aparecen en la confluencia de pequeñas cuencas fluvio-torrenciales con morrenas laterales. Su origen puede ser debido a la formación de lagos marginales por obturación y a su colmatación posterior, como sucede en las Vegas de Brañagallones y Valdevezón, situadas respectivamente a 1250 m y 1350 m de altitud, en la cabecera del río Monasterio. Este tipo de depósitos podría marcar la existencia de etapas de estabilización prolongada del frente del glaciar al que se asocian, tal como se ha sugerido en el Pirineo para depósitos glaciolacustres como los de Llestui (Serrat *et al.*, 1983; Vilaplana, 1983).

#### Las formas periglaciares

Entre las evidencias más generalmente aceptadas de la existencia de ambientes periglaciares, en la cuenca alta del río Nalón puede destacarse la presencia de glaciares rocosos (Fig. 5). Se ha identificado un total de 23 glaciares rocosos, cuya distribución se superpone a la de las morrenas más elevadas, dentro de un rango altitudinal comprendido entre los 1450 y 1840 m, en laderas de orientaciones N-NE a NO. De acuerdo con los criterios de Wahraftig y Cox (1959) y Martí y Serrat (1990), los glaciares rocosos han sido clasificados en 12 de tipo simple, de los que 8 son lingüiformes y 4 lobulados, y 11 de tipo compuesto, siendo 6 de ellos lobulados y 5 lingüiformes.

Por encima de los glaciares rocosos, y en ocasiones recurbiéndolos, es frecuente el desarrollo de pequeñas morrenas de nivación, localizadas por lo general a altitudes superiores a 1600 m, en las zonas más elevadas de los circos glaciares.



Figura 4.- Arco morrénico de represamiento del Lago Ubales a 1600 m de altitud (Norte a la derecha de la fotografía).

### Propuesta del modelo de evolución glaciar

Autores como Embleton y King (1975) han sugerido el empleo de las cotas de los fondos de los circos glaciares, cuando estos están bien desarrollados, para estimar la posición de los antiguos límites de las nieves perpetuas. Partiendo de este criterio, se ha optado por utilizar el valor de la cota de la base del escarpe de los circos más bajos de la zona, que proporciona una referencia segura de la altitud mínima a la que habría hielo glaciar durante la etapa de máxima expansión de los hielos. Este valor se sitúa en torno a 1550 m para vertientes orientadas al Norte, y puede ascender hasta 1800 m para las orientadas al Sur, de acuerdo con los resultados obtenidos en áreas próximas a la de estudio para circos con esta orientación.

Siguiendo la metodología de trabajos como los de Marquínez *et al.* (1990) y Carton (1992), las distintas etapas de estabilización de los frentes glaciares han sido determinadas a partir de la posición de los diferentes arcos morrénicos. Las morrenas longitudinales y las rupturas de pendiente de los valles glaciares definen las direcciones de flujo de las lenguas glaciares y posibilitan una aproximación a los valores de espesor alcanzados por el hielo, mediante el cálculo de la diferencia de altitudes entre sus cotas superiores y el fondo actual de los valles. Las acumulaciones de till localizadas a cotas más bajas han permitido estimar el límite altitudinal inferior en la fase de máximo avance glaciar, mientras que, como ya ha sido indicado, la presencia de depósitos laterales de obturación glaciar se ha utilizado para definir etapas de prolongada estabilización de los glaciares.

El análisis efectuado partiendo de estos presupuestos metodológicos ha conducido a la reconstrucción de una etapa de máxima extensión de los hielos y otros de retroceso y estabilización de sus frentes (Fig. 6). A ellas sucede una etapa posterior de implantación de un ambiente periglacial con desarrollo de glaciares rocosos.

#### *Fase I: máxima expansión de los hielos*

Se ha identificado una fase de máxima expansión de los hielos acompañada de una estabilización de los frentes glaciares, lo que ha sido posible gracias a la localización de acumulaciones de till a altitudes en torno a 950 m (zona de confluencia de los ríos Ablanosa y Nalón) y a la terminación inferior de morrenas longitudinales convergentes a 1100 m de altitud (La Carbaza). La estabilización de los frentes glaciares durante esta primera fase vendría marcada por el depósito marginal de obturación de la Vega de Brañagallones, en el valle glaciar del río Monasterio y la dirección de flujo de los glaciares por los cordones morrénicos de mayor longitud.

Durante esta fase (Fig. 6, Fase I), en esta región se habría instalado un pequeño casquete de montaña, posiblemente continuado hacia el Sur, fuera de los límites de la cuenca, con un conjunto de lenguas glaciares de



**Figura 5.-** Glaciar rocoso lingüiforme en la cabecera del valle de los Arrudos. La vertiente en que se sitúa está orientada al NO, siendo el sustrato de composición cuarcítica (Formación Barrios).

tipo alpino que habrían discurrido hacia el N, NE y NO con un trazado condicionado por la disposición de la red de drenaje preglaciar. Estos glaciares habrían coexistido con otros glaciares de tipo circo como los reconstruidos en el sector occidental de la Sierra de Corteguero. El espesor estimado para el hielo podría llegar por término medio a 150 m en las áreas de alimentación.

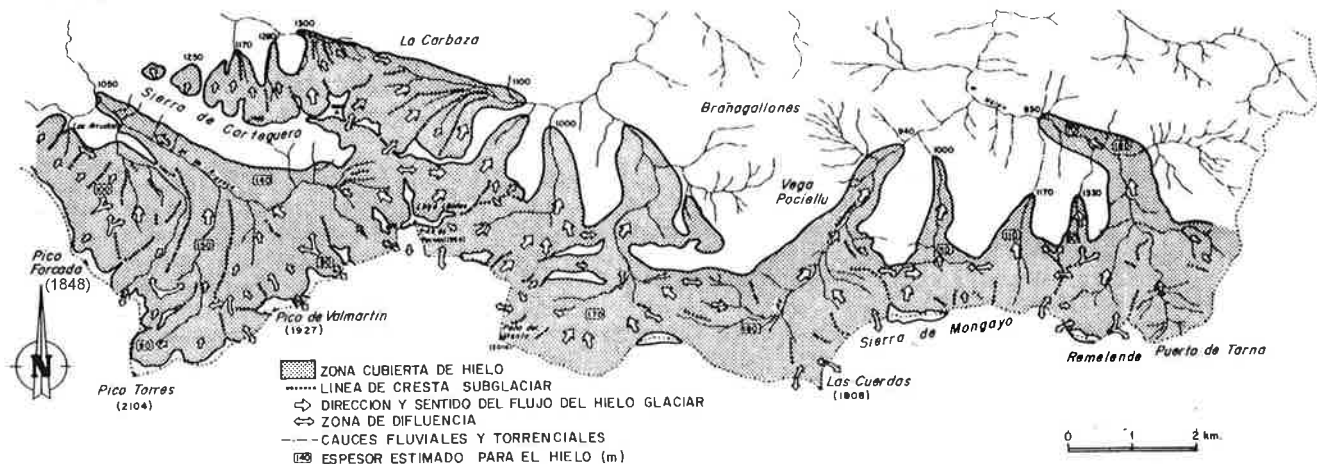
La altitud de los frentes glaciares reconstruidos se situaría entre 950 m y 1300 m, aumentando de E a O, no reconociéndose evidencias morfológicas claras que permitan establecer su posición a altitudes menores. Menéndez (1994) considera que en Somiedo, el límite inferior del hielo durante el máximo glaciar llegó a los 850-900 m. Sin embargo, se han citado ejemplos de límites altitudinales más bajos. Así, en el valle de Degaña se ha sugerido que el frente glaciar llegó a alcanzar los 800 m (Alonso, 1992), mientras que en el sector oriental de la Cordillera, en los Picos de Europa, se han identificado frentes a 650 m (Obermaier, 1914; Castañón y Frochoso, 1992b), a 600 m en la cuenca alta del Miera-Asón (Lotze, 1963; Moñino *et al.*, 1987) e incluso a 400 m (Marquínez *et al.*, 1990).

La acción de los hielos durante esta fase habría supuesto una importante labor erosiva, tanto en las áreas de cabecera como en los fondos de valle y zonas de difluencia glaciar. La actividad sedimentaria habría cobrado importancia en áreas frontales y laterales, dando lugar a los cordones morrénicos más bajos de la zona (Sierras de Contorgán y Corteguero). En la margen derecha del glaciar del valle del río Monasterio se habría iniciado un proceso de sedimentación glaciolacustre, asociado a la obturación de la pequeña cuenca torrencial de Brañagallones por parte de los depósitos morrénicos laterales del glaciar.

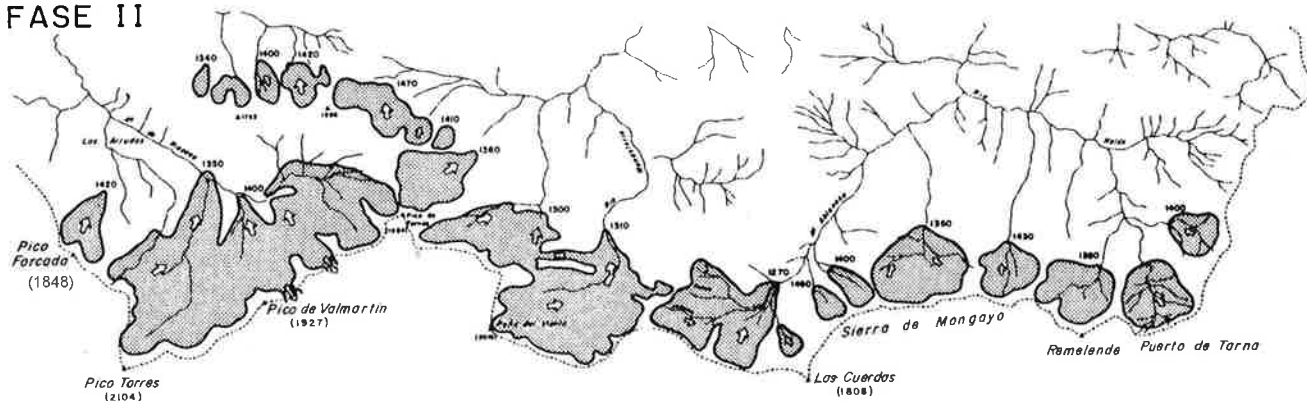
#### *Fase II: retroceso y estabilización de los frentes a 1300-1500 m*

Tras la fase anterior, habría tenido lugar un importante retroceso de los frentes glaciares, de modo que los glaciares de circo habrían desaparecido, y los glaciares de valle se habrían acortado, quedando algunos de ellos confinados en el interior de los circos (Fig. 6,

FASE I



FASE II



FASE III

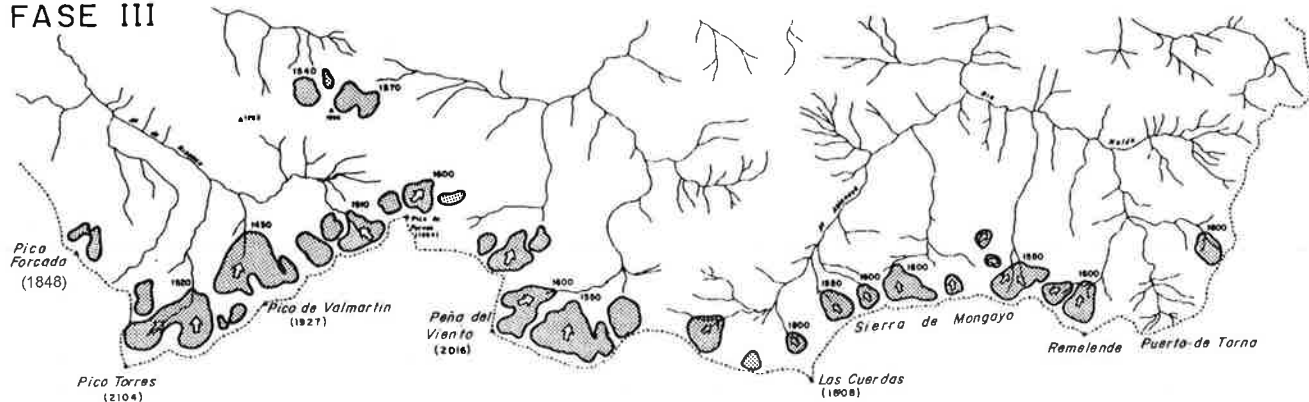


Figura 6.- Modelo propuesto para la evolución de los glaciares en la cabecera del río Nalón. Fase I: Máxima expansión de los hielos. Fase II: Retroceso y estabilización de los frentes glaciares a 1300 - 1500 m de altitud. Fase III: Retroceso y estabilización de los frentes glaciares a 1500 - 1700 m de altitud.

Fase II). Esta segunda fase debió caracterizarse por una importante labor sedimentaria, con el inicio de la génesis de depósitos fluvio-glaciares y glaciolacustres represados por los arcos morrénicos de la fase anterior. Sin embargo, la actividad glaciaria se habría visto disminuida por la reducción de la longitud y espesor de los distintos aparatos. La estabilización de los frentes de los glaciares, no sabemos si precedida por un ligero avance de los hielos, habría tenido lugar a una altitud en torno a 1300-1500 m, determinada a partir de los arcos morrénicos de la Sierra de Contorgán y de algu-

nos de los depósitos glaciares localizados en torno a estas mismas altitudes en la Sierra de Mongayo.

Fase III: retroceso y estabilización de los frentes a 1500-1700 m

A lo largo de esta fase habría tenido lugar un nuevo retroceso de los hielos con la desaparición de los glaciares de circo de la fase anterior y el confinamiento de los glaciares de valle en circos (Fig. 6, Fase III). La actividad de los aparatos glaciares sería similar a la de la fase anterior, ya que habría proseguido el relleno flu-

vioglaciario y se habrían originado arcos morrénicos localizados a altitudes entre 1500 y 1700 m, como el de represamiento del lago Ubales (Fig. 4). La posición de estos arcos morrénicos permite situar el frente de estos glaciares y deducir una última etapa de estabilización que, al igual que la anterior, podría haberse visto precedida por un reavance de los mismos.

#### *Fase IV: los glaciares rocosos*

Finalmente, en los circos glaciares más elevados y sobreimponiéndose a la última generación de morrenas, aparecen glaciares rocosos, habitualmente descritos en medios periglaciares (Giardino *et al.*, 1987). Puesto que los glaciares rocosos más bajos tienen sus frentes localizados a 1450 m de altitud, no puede descartarse su coexistencia con los aparatos glaciares de las zonas más elevadas durante la última de las fases descritas. La presencia de glaciares rocosos marcaría el final del período glaciario y la implantación de un ambiente periglaciario.

#### **Evolución postglaciario**

Con posterioridad a los eventos descritos, habría continuado el relleno de las depresiones glaciares más elevadas de la zona por material lacustre, originándose turberas una vez colmatadas. En la actualidad tan sólo queda un pequeño lago (Lago Ubales) situado a 1700 m de altitud, represado por una morrena de boca de circo (Fig. 4). En los escarpes rocosos de los circos dominaría la actuación del proceso de caída de rocas que, junto con la acción nival, determinaría la formación de pequeñas morrenas de nivación localizadas a altitudes superiores a 1650-1700 m. La presencia de canales y abanicos de aludes, seguramente activos también durante el período glaciario en laderas y paredes no ocupadas por el hielo, es otro indicador de la importancia de la dinámica nival en este sector tras la desaparición de los antiguos aparatos glaciares. Los grandes movimientos en masa localizados actualmente en las paredes de los valles glaciares (Cendrero *et al.*, 1993; Jiménez, 1994), deben tener su origen en el mecanismo de expansión lateral por descarga asociado a la retirada progresiva del hielo glaciario, tal como se ha sugerido también en el Pirineo (Rengers y Soeters, 1982; Bordonau y Vilaplana, 1986; Corominas, 1992) y en otras áreas de la Cordillera Cantábrica (Alonso y Corte, 1992; Menéndez, 1994). No obstante, su origen pudo ser iniciado durante el período glaciario, a lo largo de las fases II y posteriores, tras la desaparición de un importante volumen de hielo.

#### **Discusión**

El desarrollo y conservación de la morfología glaciario está influido por diversos factores, entre los que destacan la composición litológica del sustrato y su configuración tectónica, que a su vez condicionan otros como la altitud, orientación y pendiente de las vertien-

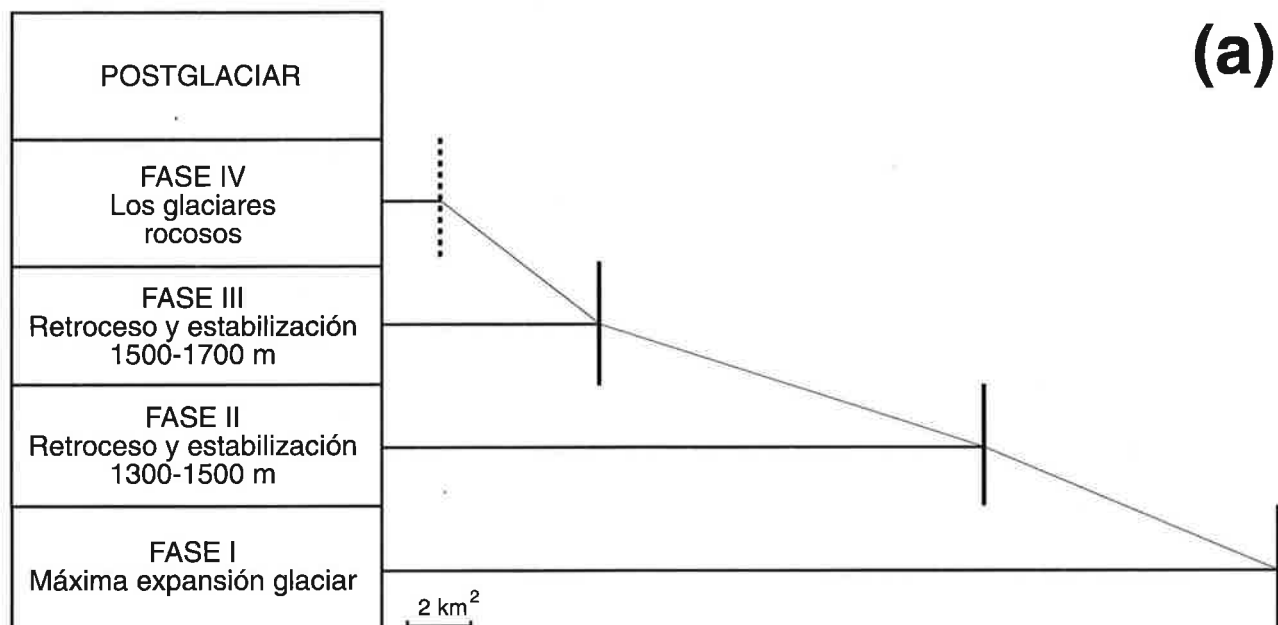
tes. Las variaciones de altitud y orientación de las vertientes influyen a su vez en variables climáticas, como la precipitación, insolación y temperatura, que determinan la acumulación de hielo y el desarrollo de sistemas glaciares y en consecuencia, la posición del nivel de las nieves perpetuas, siempre que para ello exista una topografía favorable.

El límite de las nieves perpetuas deducido para la fase de máxima extensión de los hielos (1550 m) no difiere excesivamente del estimado a partir de las cotas máximas de las morrenas laterales de acuerdo con el método de Heuberger (1982), ya que para los cordones morrénicos más bajos se obtiene un valor de 1500 m para exposiciones Norte. Sin embargo, el empleo de la media aritmética de los valores medios de las crestas y las cotas de los frentes glaciares (Federici, 1979), proporciona una cota de 1475 m para las exposiciones N en esta zona. Marquínez *et al.* (1990) han obtenido también un valor de 1550 m para el Macizo Occidental de los Picos de Europa. Este valor se encuentra asimismo próximo al valor general deducido por Alonso (1993) para las cabeceras de los ríos Narcea, Ibias y Sil (sector occidental de la Cordillera Cantábrica), que oscila por término medio entre 1400 y 1500 m.

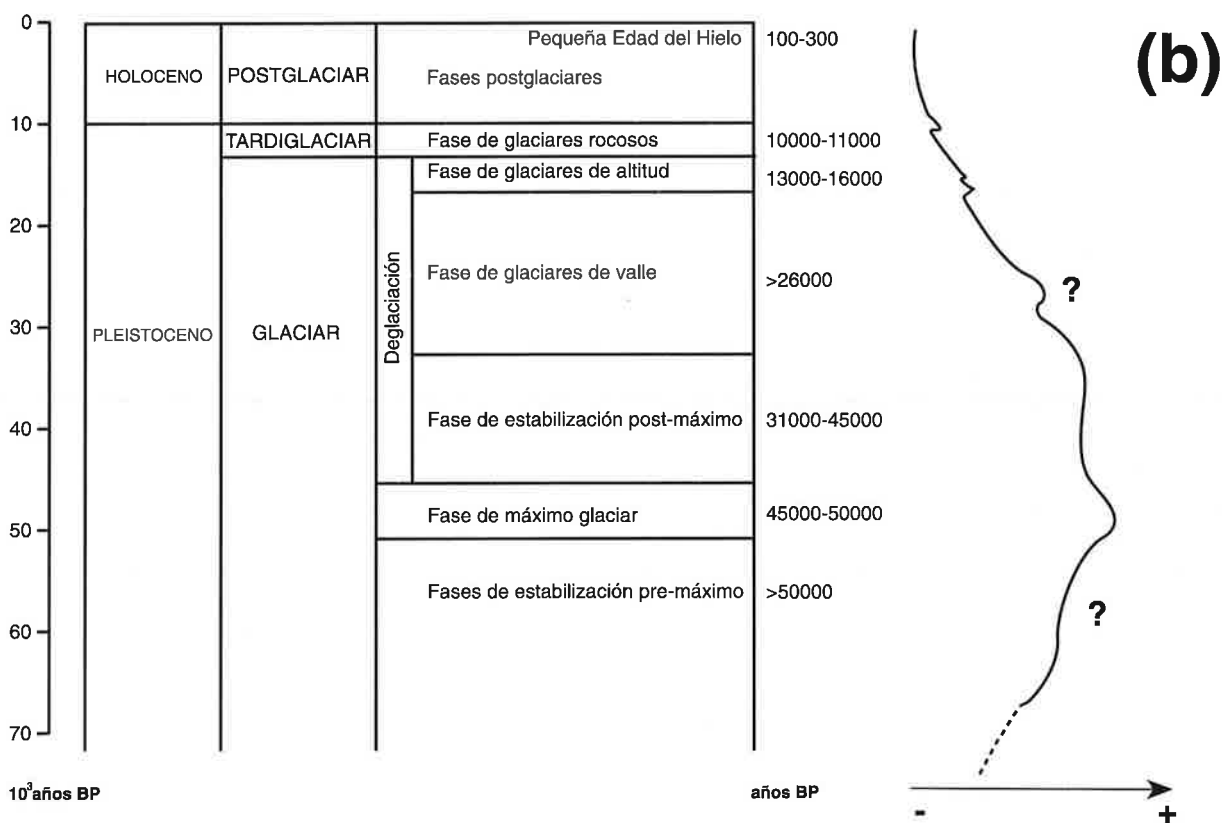
En el área del Mampodre, al sur de la zona de estudio, y ya en la vertiente sur de la Cordillera, el desarrollo y extensión de los aparatos glaciares (Arenillas y Alonso, 1981) pudo tener una importancia mayor que en la vertiente Norte (Castañón y Frochoso, 1992b), del mismo modo que se ha mostrado en la zona de Lunada, en Cantabria (Lotze, 1963; Moñino *et al.*, 1987; Cendrero, *et al.*, 1993). Ello ha sido explicado considerando la existencia de precipitaciones de componente preferentemente SE en épocas en las que la trayectoria principal de las borrascas atlánticas discurría más al sur de la actualidad (Lamb, 1977; Salas, 1992). Sin embargo, los circos glaciares identificados en el Alto Nalón se presentan únicamente en vertientes con exposiciones Norte. La exposición N-NE en el Hemisferio Norte de la Tierra es uno de los factores comúnmente sugeridos para explicar la génesis de circos glaciares (Embleton y King, 1975; King, 1982), ya que aumenta el grado de protección de la radiación solar y de conservación de las formas. Algo similar ocurre con los glaciares rocosos, que, al igual que sucede en el Pirineo (Serrat, 1979; Martí y Serrat, 1990) y en otros sectores de la Cordillera Cantábrica (Alonso, 1989, 1992), se desarrollan en paredes de circos glaciares con componentes de orientación NE a NO, que son las más umbrías. Como sugieren Martín y Whalley (1987), la génesis de estas formas está determinada asimismo por su grado de protección ante la insolación. Por otra parte, tanto en el caso de los glaciares rocosos como en el de los circos, su desarrollo en litologías cuarcíticas, muy resistentes, permite su mejor preservación y su reconocimiento actual.

La reconstrucción de la evolución de los glaciares en el Alto Nalón prueba la existencia de una fase de máximo avance de los hielos y de una prolongada esta-





(a)



(b)

**Figura 7.-** (a) Cronología relativa de las fases glaciares en la cuenca alta del río Nalón y extensión glaciár correspondiente a cada fase. En la fase IV se representa la superficie ocupada por los glaciares rocosos. (b) Cronología de las fases glaciares y valoración cualitativa de las variaciones del volumen de hielo etenido en los Pirineos durante el último ciclo glaciár según Bordonau (1992a, 1992b) y Bordonau *et al.* (1992). Si bien ambas cronologías se asemejan en lo referente a la dinámica glaciár (máximo glaciár, fases de retroceso y estabilización, fase de glaciares rocosos), la correlación de las mismas en términos de edades absolutas sólo será posible mediante dataciones absolutas que se realicen en el futuro.

bilización de los frentes glaciares a cotas que oscilan entre valores próximos a 950 m y los 1300 m, aunque resulta imposible saber si ambas son simultáneas. La segunda de las fases establecidas, se caracteriza por una estabilización de los frentes entre 1300 y 1500 m de altitud y demuestra la existencia de una pequeña pulsación de los aparatos glaciares con posterioridad al máximo y un importante retroceso de los frentes. La última fase glacial está marcada por la existencia de glaciares de circo con sus frentes entre los 1500 y 1700 m de altitud. Finalmente, el origen de los glaciares rocosos podría encontrarse relacionado con una breve etapa fría y seca que Serrat (1979) definió en los Pirineos como «Episodio Tardiglacial». Con la terminación de la etapa Tardiglacial, tendría lugar el comienzo del período interglacial Holoceno. No hemos encontrado evidencia alguna que permita establecer la existencia de una época fría histórica en esta área asimilable a la detectada en los Pirineos y correlacionada con la Pequeña Edad del Hielo de los Alpes (Vilaplana, 1983; Copons y Bordonau, 1994).

Los restos glaciares identificados en la zona estudiada corresponderían a una última y única glaciación. En el Alto Nalón no se han reconocido evidencias de glaciaciones antiguas previas al máximo glaciar descrito como las citadas en otros sectores de la Cordillera Cantábrica (Obermaier, 1914; Hernández Pacheco, 1914; Alonso, 1986; Flor y Baylón, 1989), aunque es posible que sus huellas hayan sido borradas por la última glaciación. Esta misma situación ha sido sugerida en los Pirineos a partir de la identificación y estudio de determinados depósitos (Vilaplana, 1983, Clotet *et al.*, 1984; Bordonau *et al.*, 1992).

La comparación entre el patrón de evolución de los glaciares en el alto Nalón (Fig. 7, a) y el establecido en el Pirineo (Fig. 7, b) muestra una cierta similitud en lo que respecta a la dinámica glaciar de ambas zonas. Como puede apreciarse en la figura 7, al igual que en el Pirineo, en el Alto Nalón se identifica una fase de máximo glaciar seguida de otras dos de retroceso y estabilización de los frentes glaciares, así como una fase posterior con desarrollo de glaciares rocosos. No obstante, la ausencia de dataciones satisfactorias de depósitos glaciares en la Cordillera Cantábrica imposibilita cualquier intento de correlación de las fases glaciares definidas en este trabajo con las del Pirineo. Por otra parte, se ha demostrado que la cronología glaciar establecida para los Pirineos y otras cordilleras del resto del mundo puede no ser sincrónica con el modelo establecido para los grandes casquetes glaciares de Norteamérica y el Norte de Europa (Bordonau, 1992a,b; Bordonau *et al.*, 1992, 1993; Gillespie y Molnar, 1995).

Hasta el momento, en la zona de trabajo las tareas de datación han encontrado grandes dificultades debido a la inaccesibilidad de los lugares más favorables a la recogida de muestras para la datación, como son las turberas desarrolladas en fondos de circos. A pesar de ello, se han muestreado algunas de ellas y se han realizado varios intentos de datación mediante  $^{14}\text{C}$ , pero

sólo se ha podido fechar la edad de los niveles más superficiales, que no superan los 3000 años BP. Algo similar ocurre con las dataciones efectuadas en áreas geográficamente próximas, como los Llanos de Comeya, una depresión de origen tectono-kárstico con un importante relleno cuaternario situada en el Macizo Occidental de los Picos de Europa (Farias *et al.*, 1990). Aunque presumiblemente la edad del material que recubre el fondo de esta depresión abarcaría una parte importante del Pleistoceno, no se han obtenido edades más antiguas de  $8350 \pm 80$  BP (Cendrero *et al.*, 1993).

Sin embargo, los estudios cronológicos en la Cordillera Cantábrica han permitido establecer un modelo de cambio climático para el Holoceno (Salas, 1992), y la edad de algunos movimientos en masa en Cantabria, que llegan incluso al Pleistoceno. Un ejemplo es la sucesión de depósitos de movimientos en masa datada en los Pandos (Cantabria) con edades entre  $41170 \pm 770$  BP y  $33601 \pm 370$  años BP; su origen ha sido relacionado con procesos de flujo en condiciones de alta humedad en el terreno, como ocurre en épocas de deglaciación (Cendrero *et al.* 1993). Ello es indicativo de que el máximo glaciar en la Cordillera Cantábrica, al igual que ocurre en los Pirineos, sería también anterior al último máximo glaciar a nivel global. No obstante, la futura realización de estudios cronoestratigráficos cuaternarios en la Cordillera Cantábrica permitirá la asignación de edades a las fases definidas en este trabajo y su posible correlación con el modelo propuesto en los Pirineos.

### Síntesis y conclusiones

En el sector más alto de la cabecera del río Nalón se han reconocido por encima de 950 m de altitud un conjunto de formas y depósitos de origen glaciar, como circos, valles y acumulaciones de till, otros depósitos asociados de origen glaciolacustre y fluvio-glaciar y por último, glaciares rocosos, típicos de ambientes periglaciares. El desarrollo y conservación de estas formas depende no sólo de la existencia de altitudes favorables, sino también de la orientación de las vertientes, con una componente Norte importante, que determina un alto grado de protección de la radiación solar. La existencia de litologías resistentes es otro factor condicionante del origen y conservación de las formas glaciares.

El límite de las nieves perpetuas se ha estimado en 1550 m para las vertientes Norte y en 1800 para las vertientes Sur, en el momento de máxima expansión de los hielos, mostrando el primero de los resultados un buen ajuste a los estimados en otros sectores de la Cordillera.

La posición de los circos glaciares y de los depósitos morrénicos ha permitido reconstruir el patrón de evolución de los hielos en la zona. Este muestra una primera fase de máxima expansión glaciar, en la que los frentes glaciares llegaron a alcanzar altitudes cercanas a 950 m, seguida de otras dos posteriores de retroceso y estabilización de los mismos. A ellas sucede la

implantación de un ambiente periglacial, marcado por la presencia de glaciares rocosos. El modelo así reconstruido presenta ciertas similitudes con el establecido en los Pirineos, en lo que respecta a la dinámica glacial. Desde el punto de vista cronológico, las edades obtenidas en Cantabria para movimientos en masa asociados a un ambiente de deglaciación y que oscilan entre los  $41170 \pm 70$  BP y los  $33601 \pm 370$  BP, parecen sugerir la posible sincronía entre los máximos glaciares en ambas Cordilleras. A pesar de ello, sólo la realización de dataciones absolutas en el futuro permitirá establecer la posible correlación entre los modelos obtenidos en la Cordillera Cantábrica y en el Pirineo.

Agradezco a J. Bordonau y a A. Cendrero las sugerencias efectuadas en la revisión del manuscrito original, así como a los miembros del Área de Geodinámica del Departamento de Geología, sus comentarios durante la elaboración del mismo.

## Bibliografía

- Alonso, V. (1986): *Geomorfología y sedimentología del valle de Degaña (SO de Asturias)*. Memoria de tesis de Licenciatura. Univ. Oviedo. 141 pp.
- Alonso, V. (1989): Glaciares rocosos fósiles en el área Degaña-Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 3: 9-15.
- Alonso, V. (1992): *Geomorfología de las cabeceras de los ríos Narcea, Navia y Sil y del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (NO de la Península Ibérica)*. Tesis, Univ. Oviedo. 253 pp.
- Alonso, V. (1993): Análisis de circos glaciares en las cabeceras de los ríos Narcea, Ibias y Sil. Cordillera Cantábrica (NO de la Península Ibérica). *Cuaternario y Geomorfología*, 7: 101-112.
- Alonso, V. y Flor, G. (1987): Evolución cuaternaria del valle de Degaña (SO de Asturias). *VII Reunión Cuaternario AEQUA*: 159-161.
- Alonso, V. y Corte, A.E. (1992): Postglacial fracturing in the Cantabrian Cordillera (NW Spain). *Z. Geomorph. F.*, 36(4): 479-490.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. & Barba, P. (1996): Tertiary Basins and Alpine Tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: Friend, P.F. & Dabrio, C.J. (Ed.): *Tertiary Basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge: 214-227.
- Alvarez Marrón, J. (1989): *La estructura de la Región del Ponga (Zona Cantábrica, NO de España)*. Tesis. Univ. Oviedo. 223 pp.
- Alvarez Marrón, J., Heredia, N. y Pérez Estaún, A. (1989): Mapa geológico de la Región del Ponga, E. 1:100000. *Trab. Geol. Univ. Oviedo* 18: 127-135.
- Andrews, W. y Dugdale, R.E. (1971): Quaternary history of northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T.: Factors affecting corrie glacierization in Okoa Bay. *Quat. Res.*, 1: 532-551.
- Arenillas, M. y Alonso, F. (1981): La morfología glacial del Mampodre (León). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 79: 53-62.
- Bordonau, J. (1992a): La cronología del último ciclo glacial en los Pirineos. *III Congr. Geol. de España y VIII Congr. Lat. Geol., Simposios*, 2: 48-53.
- Bordonau, J. (1992b): *Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma Ediciones. 251 pp.
- Bordonau, J. y Vilaplana, J. M. (1986): Géomorphologie et tectonique récente dans le Val d'Arán (Zone axiale des Pyrénées Centrales, Espagne). *Rev. Geol. Dyn. et de Géogr. Phys.*, 27 (5): 303-310.
- Bordonau, J., Serrat, D. y Vilaplana, J.M. (1992): Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. En: Cearreta, A. y Ugarte, F. M. (Ed.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*, 303-312. Servicio Editorial Universidad del País Vasco.
- Bordonau, J., Vilaplana, J.M. & Fortugne, M. (1993): The glaciolacustrine complex of Llestui (Central Southern Pyrenees): a key-locality for the chronology of the last glacial cycle in the Pyrenees. *C. R. Acad. Sci. París*, 316, série II: 807-813.
- Carton, A. (1992): The glaciers in the Alpine Dolomites. Methodology for paleoclimatic reconstruction. En: Panizza, M., Soldati, M. y Coltellacci, M.M. (Ed.). *European Experimental Course on Applied Geomorphology. Proceedings*, 2: 51-59.
- Castañón, J.C. (1983): El glaciario cuaternario del Macizo de Ubiña (Asturias-León) y su importancia morfológica. *ERIA*, 6: 95-116.
- Castañón, J.C. y Frochoso, M. (1986): Morfología glacial comparada en las Montañas Cantábricas (Sierra de Peña Sagra y Macizo Oriental de los Picos de Europa). *ERIA*, 10: 87-107.
- Castañón, J.C. y Frochoso, M. (1992a): Problemas de identificación de fases glaciares previas al Würm en las Montañas Cantábricas. En: Cearreta, A. y Ugarte, F.M. (Ed.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*: 313-318. Servicio Editorial Universidad del País Vasco.
- Castañón, J. C. y Frochoso, M. (1992b): La glaciación Würm en las Montañas Cantábricas. En: Cearreta, A. y Ugarte, F.M. (Ed.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*, 319-332. Servicio Editorial Universidad del País Vasco.
- Cendrero, A.; Díaz de Terán, J.R.; Farias, P.; Fernández, S.; González, A.; Jiménez, M.; Marquínez, J.; Menéndez, R. y Salas, L. (1993): Temporal distribution and contribution of landslides to landscape evolution from Late Pleistocene to Present in the Cantabrian Cordillera, Spain. In: Flageollet, J.C. (Ed.): *Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community*. DG XII: 427-508. European Commission.
- Clotet, N., Gallart, F. y Tricart, J. (1984): Manifestations glaciaires quaternaires dans le haut bassin du Llobregat. *Acta Geol. Hisp.*, 19 (4): 249-265.
- Copons, R. y Bordonau, J. (1994): La Pequeña Edad del Hielo en el Macizo de la Maladeta (Alta cuenca del Esera, Pirineos Centrales). En: Martí Bono, C. y García-Ruiz, J. M. (Ed.): *El glaciario surpirenaico. Nuevas aportaciones*, 111-124. Geoforma Ediciones, Logroño.
- Corominas, J. (1990): Influencia del glaciario cuaternario en la estabilidad de las laderas del valle del Valira d'Orient (Andorra). En: Gutiérrez, M.; Peña, J.L. y Lozano, M.V. (Ed.): *Actas de la I Reunión Nacional de Geomorfología*, 2: 521-532.
- Embleton, C. y King, C.A. (1975): *Glacial Geomorphology*. London. Edward Arnold Ltd. 573 pp.
- Farias, P., Marquínez, J. y Rodríguez, M. L. (1990): Geomorfología y origen de la depresión de Comeya (Picos de Europa, Asturias). En: Gutiérrez, M.; Peña, J.L. y Lozano, M.V. (Ed.): *Actas de la I Reunión Nacional de*

- Geomorfología*, 1: 91-101.
- Federici, P. R. (1979): Una ipotesi di cronologia glaciale würmiana, tardo e post-würmiana nell' Appennino Centrale. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 2:196-202.
- Flor, G. y Baylón, J.I. (1989): El glaciario cuaternario de los Puertos de Aliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, Occidente de Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 : 27-34.
- Frochoso Sánchez, M. (1980): El Macizo Central de los Picos de Europa y sus glaciares. *ERIA*, 1:67-87.
- Giardino, J.R.; Schröder, J.F. y Vitek, J.D. (1987): *Rock glaciers*. Allen & Unwin, Winchester: 355 pp.
- Gillespie, A. y Monar, P. (1995): Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. *Reviews of Geophysics*, 33 (3): 311-364.
- González, J.J. y Alonso, V. (1994): Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northwest Spain. *Jour. Glaciol.*, 40 (134): 198-199.
- Hernández Pacheco, E. (1914): Fenómenos de glaciario cuaternario en la Cordillera Cantábrica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 45:407-408.
- Heuberger, H. (1982): Problemas de cuaternario y holoceno snow line calculations. En: Horie, S. (Ed.): *Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere*. Project 73-1-24, Report 8, Kyoto. INQUA.
- Jiménez, M. (1994): *Geomorfología de la cuenca alta del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Asturias)*. Tesis, Univ. Oviedo. 297 pp.
- Jiménez, M. y Marquínez, J. (1990): Morfología glaciar en la cuenca alta del Río Nalón, Cordillera Cantábrica. En: Gutiérrez, M.; Peña, J.L. y Lozano, M.V. (Ed.): *Actas de la I Reunión Nacional de Geomorfología*, 1: 179-189.
- Julivert, M. (1960): Estudio geológico de la cuenca de Beleño, valles altos del, Sella, Ponga, Nalón y Esla de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 71:1-346.
- Julivert, M. (1971): Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwestern Spain. *Am. Jour. Sci.*, 270: 1- 29.
- King, C. A. (1982): Morphometry in glacial geomorphology. En: Coates, D.R. (Ed.): *Glacial Geomorphology*, 398 pp. George Allen & Unwin.
- Lamb, H. H. (1977): *Climate: present, past and future, t. II: Climate history and the future*. Methuen. London, 866 p.
- Lotze, F. (1963): Acerca de unas glaciaciones pleistocénicas en el Grupo de Valnera (Cadenas cantábricas orientales). *Notas y comun. IGME*, 72: 257-262.
- Marquínez, J. (1992): Tectónica y relieve en la Cornisa Cantábrica. En: Cearreta, A. y Ugarte, F. M. (Ed.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*, 141-157. Servicio Editorial Universidad del País Vasco.
- Marquínez, J., Fariás, P., Felicísimo, A.M., Villanueva, M., Humara, J.L., García, P., Menéndez, R. y Jiménez, M. (1990): *Geología del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga*. Informe Inédito. ICONA.
- Martí, M. y Serrat, D. (1990): Los glaciares rocosos del Pirineo Catalán: primeros resultados. En: Gutiérrez, M.; Peña, J.L. y Lozano, M.V. (Ed.): *Actas de la I Reunión Nacional de Geomorfología*, 1: 191-201.
- Martin, E. y Whalley, W.B. (1987): Rock glaciers: a review. Part 1: rock glacier morphology, classification and distribution. *Progr. Phys. Geogr.*, 11 (2): 260-282.
- Menéndez, R. A. (1994): *Geomorfología del Área de Somiedo (Cordillera Cantábrica, Norte de España)*. Aplicaciones de los Sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve. Tesis, Univ. Oviedo. 254 pp.
- Montserrat Martí, J. M. (1992): Evolución glaciar y post-glaciar del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico. *Monografías del Instituto Pirenaico de Ecología*, 6. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 147 pp.
- Muñoz Jiménez, J. (1980): Morfología estructural y glaciario en la Cordillera Cantábrica: el relieve del Sinclinal de Saliencia. *ERIA*, 1: 35-67.
- Obermaier, H. (1914): Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trab. Mem. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 9:1-42.
- Rengers, N. y Soeters, R. (1982): Two examples of gravitational spreading in the Bohi area, Spanish Pyrenees. *ITC Journal*, 1982/3, 7 pp.
- Salas, L. (1992): Propuesta de modelo climático para el Holoceno en la vertiente cantábrica en base a los datos polínicos. *Cuaternario y Geomorfología*, 6: 63-69.
- Serrat, D. (1979): Rock glacier morainic deposits in the Eastern Pyrenees. In: Schlüchter, Ch. (Ed.): *Moraines and varves*, 93-100. A.A. Balkema. Rotterdam.
- Serrat, D., Vilaplana, J.M. y Martí, C.E. (1983): Some depositional models in glaciolacustrine environments (Southern Pyrenees). In: Evenson, E.B., Schlüchter, Ch. y Rabassa, J. (Ed.): *Tills and related deposits*, 231-244. A.A. Balkema. Rotterdam.
- Suárez Rodríguez, A. (1990): Geomorfología y mapa geomorfológico de la Hoja nº 79: Puebla de Lillo. En: Pérez Estaún, A. y Alvarez Marrón, J. *Memoria explicativa de la Hoja nº 79 del Mapa Geológico de España (Puebla de Lillo)*. Mapa Geológico de España, escala 1:50000. ITGE. Madrid.
- Vilaplana, J.M. (1983): Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees): *Act. Geol. Hisp.*, 18 (3/4): 217-233.
- Wahraftig, C. y Cox, A. (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 70: 383-436.

Manuscrito recibido el 20 de Noviembre de 1995  
Aceptado el manuscrito revisado el 17 de Abril de 1996