

GLACIARISMO Y EVOLUCIÓN TARDIGLACIAR DE LAS VERTIENTES EN EL VALLE DE SOMIEDO. CORDILLERA CANTÁBRICA

R. MENÉNDEZ DUARTE (1) & J. MARQUÍNEZ (2)

(1) INDUROT Universidad de Oviedo. C/Independencia,13, 33004, Oviedo Asturias.

(2) Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo.

C/Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, Asturias.

email: rosana@atenea.etsimo.uniovi.es/jmarquin@asturias.geol.uniovi.es

Resumen: En este sector de la Cordillera Cantábrica existen numerosas formas de modelado glaciar, como son los circos, aristas, cubetas glaciares, valles en artesa etc., así como frecuentes depósitos de till y fluvio-glaciares, que han permitido reconstruir un conjunto de eventos glaciares semejantes a los descritos en otras áreas de la Cordillera Cantábrica y los Pirineos. Una fase de máxima extensión de los glaciares, durante la cual el nivel de las nieves perpetuas se situó en torno a los 1500 m y los frentes glaciares descendieron hasta los 800 m en los valles principales, fue seguida de una regresión en la que se pueden distinguir dos etapas de estabilización. La erosión de los valles y posterior retirada de los glaciares, facilitó la desestabilización de las vertientes, generándose numerosos y grandes movimientos en masa tardiglaciares. Un depósito de till alterado y fuera de contexto geomorfológico sugiere la existencia de una etapa glaciar más antigua, constituyéndose en una de las escasas evidencias de un ciclo glaciar previo al máximo ampliamente reconocido en la Cordillera Cantábrica y los Pirineos.

Palabras clave: modelado glaciar, inestabilidad de laderas, Cordillera Cantábrica

Abstract: Major characters of glacial modelling, like cirques, arêtes, glacial valleys and basins, and frequent till deposits, had been recognised in this area of Central Cantabrian Chain. A similar glacial evolution to other areas of Cantabrians and Pyrenees is possible to reconstruct from a maximum extension age. During this event the snow line was sited around 1500 m for northern exposures and the glacial fronts range near 800 m in the main valleys. During the retreat of these glaciers two different stabilization phases had been recognised. The basal erosion of slopes and subsequent melting of glacial tongues give place to a general process of mass movements, with the development of many big lateglacial slides. An out of geomorphological context till deposit suggest other older glacial event, before the generally recognised maximum of Pyrenees and Cantabrians.

Key words: glacial geomorphology, slope instability, Cantabrian Chain

1. Introducción

Aunque ya son numerosos los trabajos en los que se ha hecho referencia al modelado glaciar existente en la Cordillera Cantábrica, sin embargo han sido muy escasos y poco detallados los referidos al sector cen-

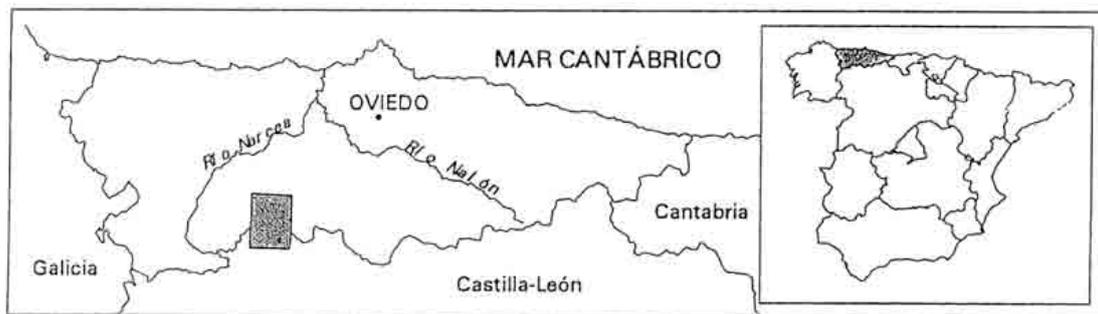


Fig. 1.- Localización del área de estudio. *Location of the study area.*

tral en el que se enmarca el Valle de Somiedo (Nussbaum y Cigax 1953, Muñoz Jiménez 1980, Castañón y Frochoso 1992). Otros antecedentes a considerar, por su proximidad a este sector, se encuentran en los trabajos de Stickel (1929), Castañón (1983), Alonso y Flor (1987), y Jiménez y Marquínez (1990).

En algunos de los trabajos más recientes sobre el glaciario pleistoceno en la Cordillera Cantábrica (Jiménez y Marquínez 1990, Marquínez y otros en prensa, Jiménez en prensa) se ha coincidido básicamente en la identificación de una glaciación, con sucesivas etapas de regresión desde un máximo que, aunque no pudo datarse, se propone su correlación con el máximo identificado en los Pirineos por diferentes autores (ver Bordonau et al 1992) y en los Vosgos (Seret et al 1990). En ningún caso ha podido aportarse información clara referente a formas o depósitos correspondientes a glaciaciones previas a este máximo, aunque algunos autores lo han sugerido (Obermaier 1914, Hernández Pacheco 1944, Alonso Herrero 1987, Flor y Baylón 1989).

Los objetivos del presente trabajo, que tiene como base los estudios de Menéndez Duarte (1994), se centran en la identificación detallada de las evidencias de glaciario en el área, su interpretación en el contexto del conocimiento actual sobre el glaciario en el norte de la Península Ibérica y en la interpretación, a su vez, de los principales rasgos de la evolución tardiglaciaria de las laderas y su relación con la regresión de las lenguas glaciares. Por primera vez se identifica también en esta área un depósito glaciar que podría corresponder a una glaciación previa al máximo mencionado.

El Valle de Somiedo pertenece a la cuenca del Nalón, que drena hacia el Norte todo el Sector Central de la Cordillera Cantábrica (Figura 1). Las cumbres más elevadas en la cabecera del valle alcanzan alturas superiores a los 2100 m, existiendo relativamente amplias áreas de su divisoria hidrográfica meridional que superan los 1500 m y que han sido cubiertas por los hielos pleistocenos. Hacia el Norte el valle se encaja rápidamente en las formaciones paleozoicas del substrato, que se encuentran verticalizadas por la deformación Herciniana y con un trazado general SE - NO (Figura 2).

En el substrato Paleozoico alternan una variada secuencia de formaciones cuya edad varía entre el Cámbrico y el Carbonífero, con litologías muy diversas de cuarcitas, areniscas, pizarras y calizas, cuya diferente respuesta a los procesos erosivos condiciona fuertemente el relieve. Los cordales más destacados y con mayores pendientes aparecen en las cuarcitas y sobre todo en las calizas, más resistentes a los procesos de evolución de las laderas.

El substrato Paleozoico aparece escasamente recubierto por formaciones superficiales asociadas principalmente a los procesos de ladera, que juntamente con pequeños depósitos aluviales y algunos sedimentos de origen glaciar, ocupan preferentemente el fondo de los valles (Figura 3).

2. Las evidencias de modelado glaciar

Como se aprecia en el mapa geomorfológico de la Figura 3, existen abundantes formas mayores de origen glaciar con un buen grado de conservación, especialmente cuando estas formas se han desarrollado sobre litologías cuarcíticas y en aquellas áreas más elevadas. Los circos glaciares, las cubetas de sobreexcavación, aristas, horns y valles en artesa se pueden reconocer en distintos puntos del área.

Los circos glaciares presentan una morfología predominantemente abierta, que se conecta directamente con los valles, siendo muy poco frecuentes los umbrales rocosos bien desarrollados. Son formas

Glaciario y evolución tardiglaciario de las vertientes en el valle de Somiedo 23

redondeadas, con dimensiones entre 0.5 y 2 km, que aparecen preferentemente en orientaciones, N y NE, con menor insolación efectiva (Embleton y King 1975, King 1982). Las direcciones estructurales en la zona, que favorecen la formación de laderas NE pueden igualmente tener influencia en este modelo de orientación.

Todos estos circos aparecen en los cordales más elevados, encontrándose las cotas superiores de las líneas de cresta de los más bajos a 1700-1800 m y los fondos de circo igualmente más bajos a 1300-1400 m.

Por su parte, los únicos valles glaciares de importancia son los correspondientes al Río Somiedo, que discurre hacia el N cortando con fuerte ángulo las diferentes formaciones del substrato y el del Coto, tributario del Río del Valle, que discurre paralelo a las estructuras para confluír aguas abajo con el Río Somiedo. La primitiva morfología en artesa de estos valles, preservada mejor en los sectores más elevados, ha sido fuertemente modificada hacia la zona baja por los procesos de encajamiento fluvial y dinámica de laderas.

En cuanto a las formas menores de erosión, como estrías, cicatrices de fractura o acanaladuras, apenas se conservan, si se excluyen las estrías preservadas en los clastos incorporados a los depósitos de

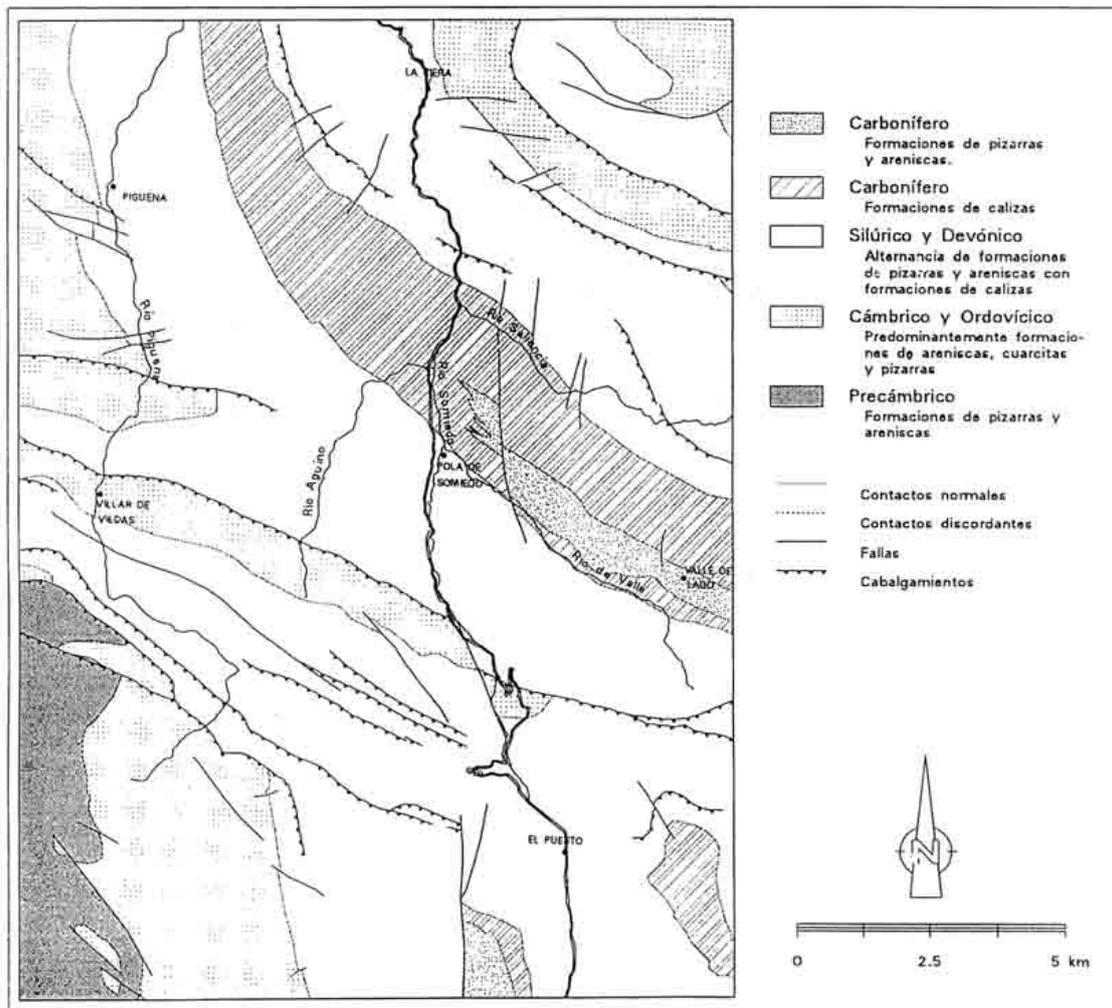


Fig. 2.- Geología del área de estudio. Simplificada de Crespo Zamorano (1982) y Gutiérrez (1992). *Geology of study area. Modified from Crespo Zamorano (1982) and Gutiérrez (1992).*

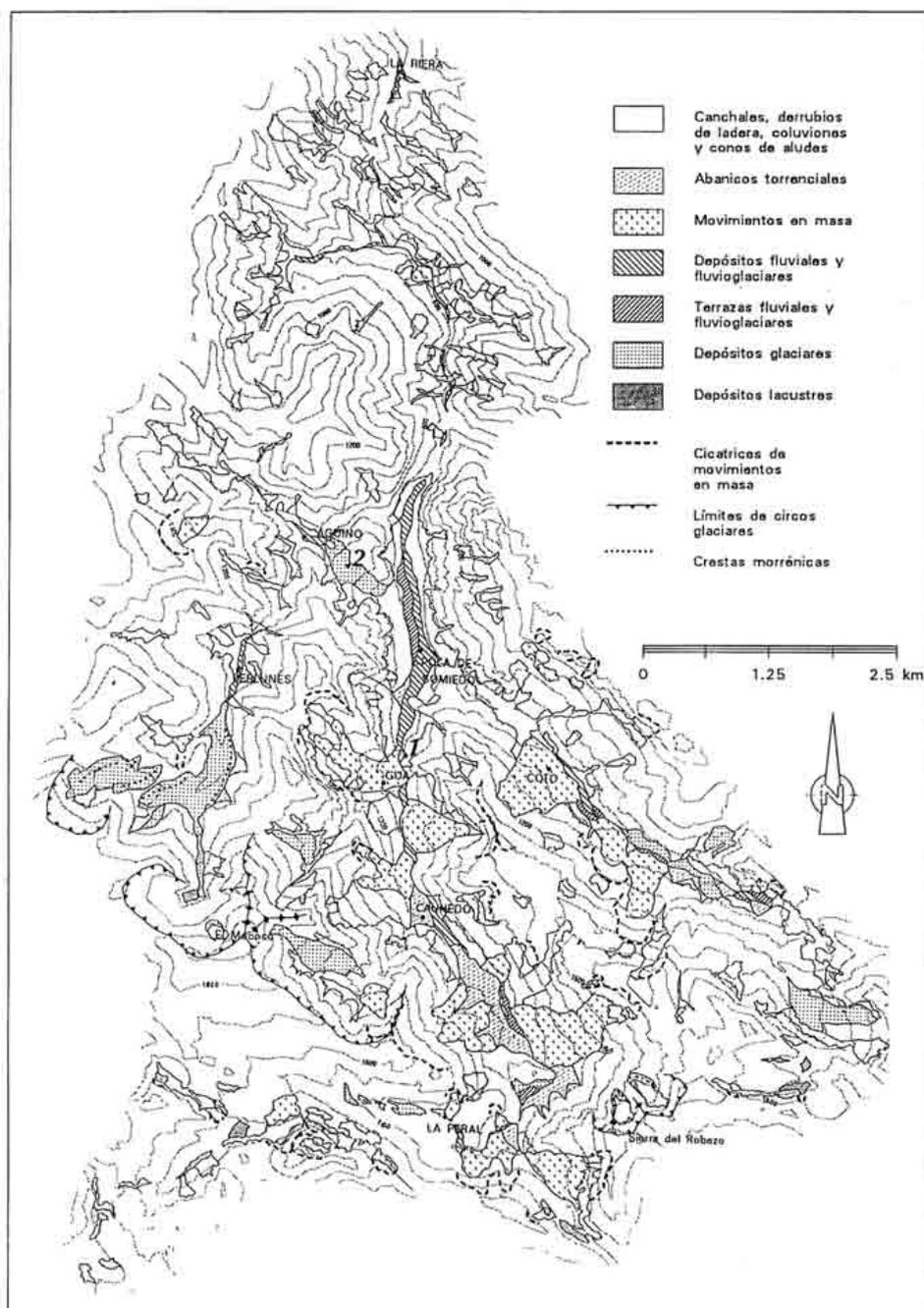


Fig. 3.- Mapa geomorfológico de los valles del Río Somiedo y sus afluentes Coto y Aguino. En la cartografía se han representado detalladamente las formaciones superficiales y las formas de erosión mayores relacionadas con el glaciario y los procesos de evolución de las vertientes. El punto 1 marca la localización de unas estrías glaciares que constituyen la evidencia más baja de glaciario en el Valle de Somiedo. El punto 2 marca la localización del depósito glaciar de Aguino, descrito en el texto e interpretado como una evidencia de una etapa glaciar previa al último máximo. *Geomorphological map of Somiedo, Coto and Aguino rivers. The superficial formations and the major erosional forms related to the glaciario and slope evolution had been represented in the map. The point 1 is the location of the glacial striation that represents the lower glacial evidence at the Somiedo valley. The point 2 is the location of the glacial sediment of Aguino, described at the text, this sediment has been related with an older glacial event, previous to the last maximum.*

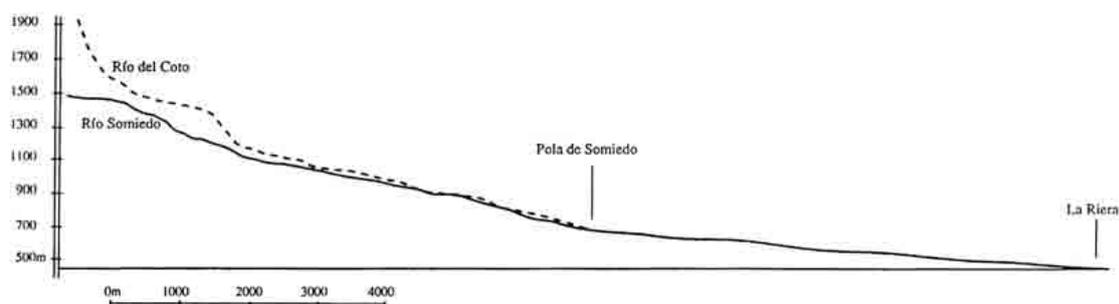


Fig. 4.- Perfil longitudinal de los valles de los ríos Somiedo y Coto. La morfología de estos perfiles muestra una mayor irregularidad en la zona superior glaciada y una ruptura de pendiente importante en torno a los 800 m, altitud estimada para el frente de las lenguas glaciares. *Longitudinal section of Somiedo and Coto valleys. These sections have a more irregular morphology at the upper area, wich is the glaciated area, and break on the average slope round 800 m. This altitud has been estimated just to the glacial front during the last glacial epoch.*

till o a las que se localizan en la base de un depósito glaciar próximo a Pola de Somiedo, en una localidad muy próxima al frente del Glaciar del Valle de Somiedo. El punto 1 de la Figura 3 corresponde a la localización de estas estrías, confirmando una cota mínima de 800-850 m para el frente glaciar en este valle.

Coincidiendo con esta altitud, en torno a los 800 m, los perfiles longitudinales de los ríos Somiedo y Coto (Figura 4), muestran una marcada ruptura de pendiente, y los perfiles de los valles glaciares, aguas arriba de esta cota, muestran frecuentes irregularidades, en contraste con su prolongación fluvial correspondiente.

Los sedimentos relacionados directamente con los glaciares no son demasiado extensos, aunque aparecen en numerosos depósitos distribuidos a lo largo de las zonas altas y medias del área estudiada. Se reconocen depósitos de tipo till, utilizando este término de acuerdo con la definición dada por Brú Bistuer (1984), sin clasificación y con gran heterometría, en los que los clastos mayores muestran frecuentemente signos de abrasión y estriaciones glaciares. Estos depósitos aparecen tapizando los fondos de valle con una morfología irregular, en alturas que varían entre 850 y 1700 m. Ocasionalmente se reconocen formas de crestas morrénicas longitudinales y arcos frontales en la base de circos glaciares, de gran utilidad para reconstruir las características de los sistemas glaciares y las diferentes fases de estabilización o reactivación durante la evolución de estos sistemas.

A lo largo de los fondos de los valles glaciares, principalmente el del valle de Somiedo, se reconocen igualmente depósitos aluviales, que en los puntos donde afloran aparecen como depósitos heterométricos, con abundantes clastos de tamaños gruesos y bajo redondeamiento. Estas características, junto a la situación de los depósitos aluviales más extensos en la proximidad de los frentes glaciares, sugieren un origen relacionado con la actividad de los cauces proglaciares. De entre estos depósitos se destaca la llanura aluvial de Pola de Somiedo, que podría corresponder al sistema asociado al frente del Glaciar de Somiedo durante su fase de estabilización próxima al máximo del final del Pleistoceno. Las pequeñas terrazas existentes sobre esta llanura ponen en evidencia la existencia de pulsos durante el proceso de excavación más reciente del depósito aluvial.

3. Reconstrucción de la evolución glaciar

A partir de los depósitos y formas de erosión descritas y de la cartografía y descripciones geomorfológicas recogidas en el trabajo de Menéndez Duarte (1994) se propone un modelo para los sistemas glaciares durante la fase de máxima extensión (Figura 5). En líneas generales el eje de la cordillera actuaría como una zona de alimentación desde la cual se desarrollarían glaciares de valle hacia ambas vertientes.

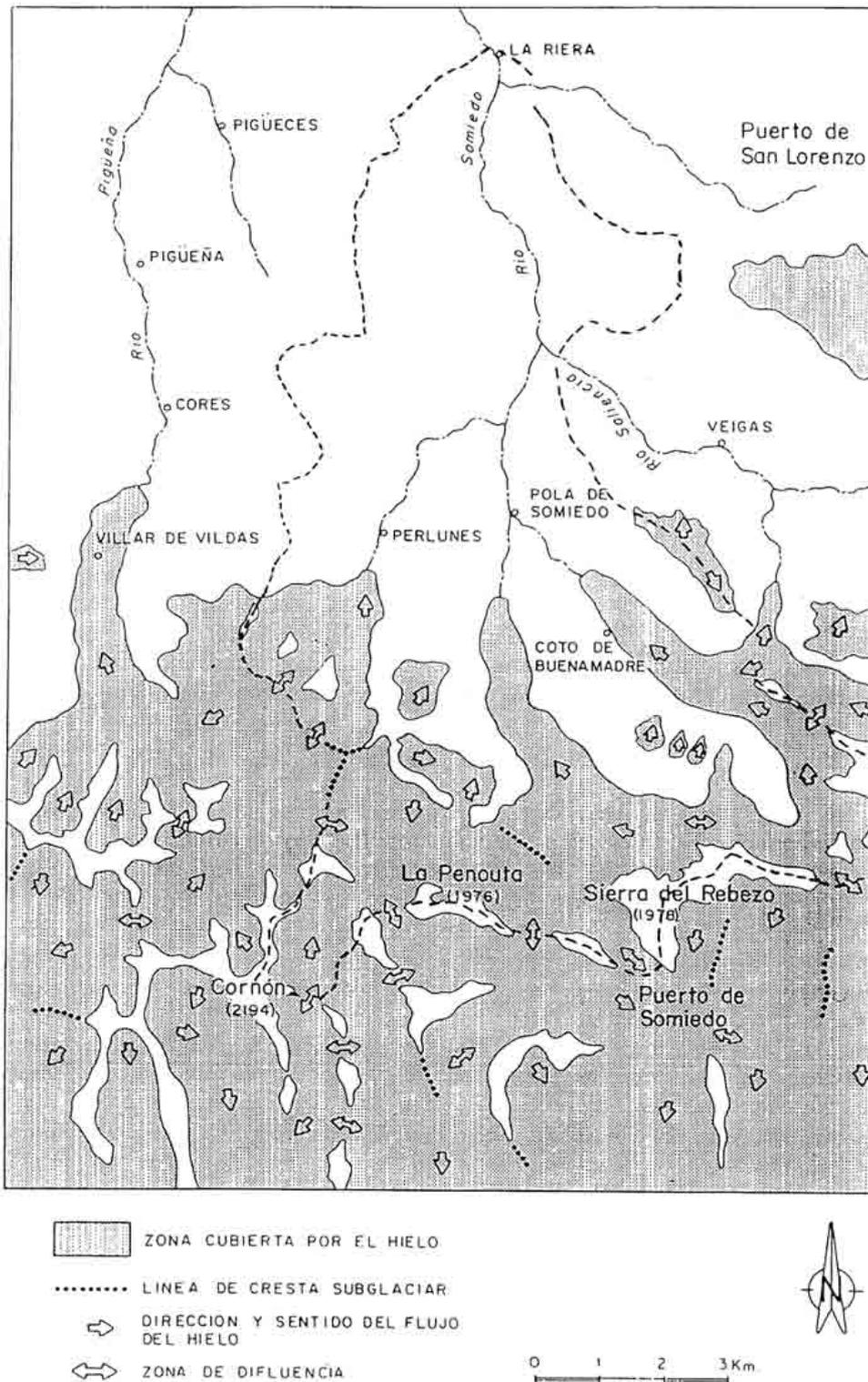


Fig. 5.- Esquema de la máxima extensión estimada para los sistemas glaciares de acuerdo con los datos de Menéndez Duarte (1994). La línea de trazos delimita el área recogida en la cartografía de la Figura 3. *Diagram of the maximum extension estimated for the glacial systems based on the geomorphological information of Menéndez Duarte (1994). The discontinuous line defines the border of the mapped area at Figure 3.*

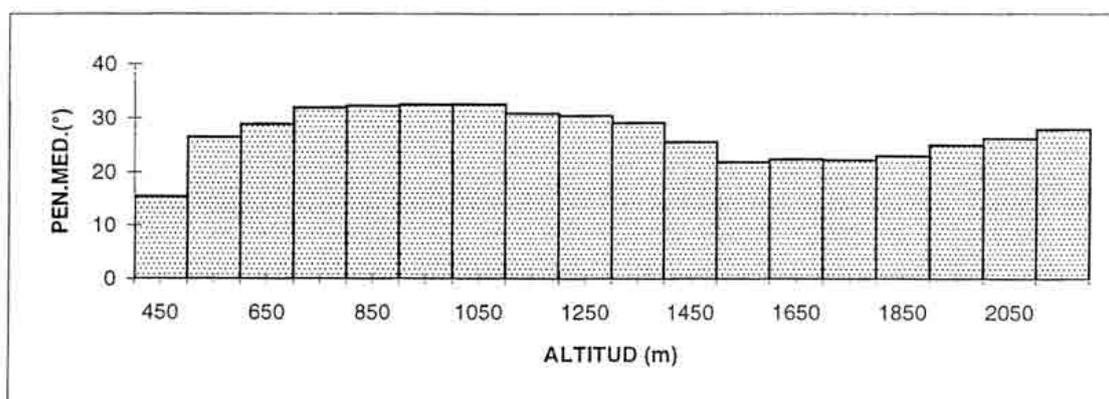


Fig. 6.- Variación de la pendiente con la altitud. El valor medio de pendiente disminuye para las áreas de elevación superior a los 1500 m, altitud estimada para el nivel de las nieves perpetuas durante la fase de máxima extensión glacial. *Slope variation with altitude. The average slope decreases from areas over 1500 m, this altitude has been estimated for the snow line during the maximum glacial.*

Durante este episodio, el nivel de las nieves perpetuas estaría situado en torno a los 1500 m para la vertiente norte de la cordillera; esta cota ha sido estimada a partir de la altitud de los fondos de los circos glaciares más bajos del área (Embleton y King, 1975) y es coherente con los valores dados por Alonso (1993) y Jiménez (en prensa) para otros sectores de la Cordillera Cantábrica. El análisis del modelo digital de elevaciones del área permite reconocer una disminución general de la pendiente media del relieve a partir de esta altitud (Figura 6). Esta disminución de la pendiente no puede correlacionarse con otras características geológicas o geomorfológicas, por lo que se supone asociada a la erosión glacial. En los principales valles glaciares, los frentes descendieron hasta los 800-850 m, reconociéndose a estas alturas, junto a los restos de sedimentos glaciares, un cambio en el perfil de los cauces y el desarrollo de llanuras aluviales de origen proglacial.

Tras el máximo se reconocen en el área algunas evidencias que permiten sugerir una continua regresión de los frentes, interrumpida por dos etapas de estabilización, coincidiendo con el modelo de evolución propuesto por Jiménez y Marquínez (1990) y Jiménez (en prensa) en el alto Nalón y por Marquínez y otros (en prensa) en los Picos de Europa. La primera de estas etapas generó arcos morrénicos reconocibles a alturas de 1400-1500 m en el Valle de Perlunes y la segunda, durante la cual los sistemas glaciares se restringieron a los circos más elevados, ha dado lugar a morrenas a 1500-1700 m, reconocibles muy claramente en la Sierra del Rebezo.

A pesar de que no existen datos cronológicos que permitan asignar una edad a estos eventos glaciares, se propone como hipótesis una correlación de las etapas glaciares descritas con la secuencia de fases glaciares establecida por Bordonau et al (1992) para los Pirineos. De acuerdo con esta hipótesis, el máximo en Somiedo sería comparable al máximo en esa cordillera y quizás a la fase de estabilización postmáximo de estos autores, coincidiendo las dos fases posteriores con la de glaciares de valle y glaciares de altitud de los Pirineos. Aún en ausencia de dataciones, la proximidad entre ambas cordilleras y la similitud en la secuencia de eventos glaciares identificados en ambas, animan a mantener esta correlación como una hipótesis de trabajo, ya propuesta por Jiménez (1994) y discutida por esta misma autora en un trabajo más reciente (Jiménez, en prensa).

Como en otros puntos de la Cordillera Cantábrica (Alonso 1989, Jiménez y Marquínez 1990, Jiménez en prensa) existen igualmente en Somiedo algunos glaciares rocosos, localizados todos ellos en el área de cabecera del Río Pigüña, fuera de la zona representada en el mapa de la Figura 3. Estos glaciares rocosos se desarrollan al pie de escarpes con importante aporte de clastos, en los circos más elevados, con líneas de cresta por encima de los 1900 m y con una disposición que indica que se han originado con posterioridad a las morrenas de la segunda fase de estabilización de los frentes, lo que también sugiere una correlación con la etapa tardiglacial de glaciares rocosos descrita en los Pirineos.

4. Evidencias de una glaciación antigua: el depósito de Aguino

El modelo de glaciario descrito y la propuesta de correlación con las fases glaciares establecidas recientemente en los Pirineos, permite encajar los depósitos y formas glaciares reconocidos en Somiedo en el contexto de un único ciclo glaciar del Pleistoceno superior. No obstante, en el entorno de la localidad de Aguino (Punto 2, Figura 3), se encuentra un depósito que quedaría desconectado de los sistemas establecidos hasta este momento.

Se trata de unos materiales con las características del till glaciar, heterométricos, sin aparente ordenación, en los que los clastos mayores muestran signos inequívocos de abrasión, incluyendo estrías, aunque se destacan estos depósitos por presentar en ocasiones una intensa rubefacción que contrasta con los depósitos de till habituales en la zona (Foto 1).

La localización del depósito de Aguino es igualmente extraña, ocupando un área elevada y tapizando una collada que tiene una altura de unos 250 m sobre el fondo de valle, sin que se pueda reconocer en el relieve actual una zona clara de procedencia, si bien una parte del depósito ha podido ser removilizada por procesos recientes de transporte en las laderas. Las laderas del valle de Somiedo muestran, no obstante, rupturas de pendiente preservadas en las rocas más resistentes que podrían relacionarse con la erosión durante el ciclo glaciar que originó el depósito (Foto 2).

Todas estas características llevan a considerar al depósito de Aguino como un relicto de los sedimentos glaciares asociados a un ciclo anterior al descrito, que ha sido preservado tras un largo proceso de evolución del relieve y encajamiento del valle. Depósitos glaciares y fluvio-glaciares, igualmente fuera del contexto geomorfológico, han sido interpretados en los Pirineos como relictos de glaciaciones antiguas (Vilaplana 1983, Clotet et al 1984) describiéndose también en algunos casos intensas alteraciones y rubefacciones de estos depósitos (Hétu y Gangloff 1989).



Foto 1.- Clasto estriado incluido en el depósito glaciar de Aguino. *Stried boulder included in the Aguino glacial deposit.*



Foto 2 - Valle glacial de Somiedo. En el fondo del valle se aprecian los depósitos proglaciares asociados al último máximo glacial. La collada situada en la esquina inferior derecha está recubierta por el depósito glacial de Aguino (Punto 2 en la Figura 3). *Somiedo glacial valley. The valley fill is the proglacial deposits associated to the last maximum. The hill situated at the lower right corner is covered for the Aguino glacial deposit (Point 2 Figure 3).*

5. La evolución tardiglacial de las vertientes

Un carácter muy destacado de los valles glaciares en la zona, son los importantes cambios producidos en la morfología de sus vertientes por la actuación de grandes movimientos en masa. En efecto, tal y como puede deducirse de la observación del mapa geomorfológico (Figura 3), el sector de los valles de Somiedo y el Coto ocupado por los glaciares durante la fase del último máximo, muestra numerosos movimientos en masa de gran tamaño que no existen en los sectores fluviales más bajos.

La naturaleza de estos movimientos es bastante variada, pudiendo identificarse flujos de tierra, deslizamientos rocosos, avalanchas de rocas y movimientos de carácter mixto, en función principalmente de la litología afectada. La extensión superficial de las masas desplazadas es muchas veces superior a 300.000 m² y su volumen puede superar los 10 millones de m³. Generalmente las coronas de estos movimientos aparecen bastante modificadas por procesos posteriores de erosión y no se reconocen evidencias de inestabilidad en las fracturas principales de los mismos, indicando ambas características que se trataría de movimientos “antiguos” e inactivos en el momento actual.

Además de estas características la relación de los movimientos en masa con otros procesos geomorfológicos también parece indicar la relativa antigüedad de los mismos. En este sentido, a las masas deslizadas se asocian llanuras aluviales de represamiento que se encuentran muy fuertemente excavadas por los cauces fluviales. Igualmente, estas masas deslizadas se encuentran afectadas por sistemas torrenciales y movimientos en masa de menor tamaño o semicubiertas por avalanchas rocosas y depósitos de clastos provenientes de desprendimientos en los escarpes superiores.

Aunque la edad de estos procesos no ha podido ser establecida, las características descritas, junto a su marcada coincidencia con los valles de origen glaciar y su localización en las vertientes, anima a sugerir que existe una relación entre la modificación de la geometría de las laderas producida por los glaciares y el desencadenamiento de los movimientos en masa. Los procesos de descarga lateral asociados a la fusión de las lenguas glaciares, coincidentes con unas condiciones ambientales propias de un ámbito periglacial, pudieron también influir en la reducción de los factores de seguridad para estas fracturas, que podrían haberse desencadenado en épocas no muy alejadas de los periodos de regresión glaciar más importantes.

El desarrollo de importantes procesos de inestabilidad en las vertientes en relación con la retirada del hielo ya ha sido descrito por Kieslinger (1960) y en trabajos más recientes este efecto es invocado por Corominas (1990) en algunos valles de los Pirineos. En la Cordillera Cantábrica, Jiménez (1994) describe igualmente la mayor presencia de movimientos en masa en los antiguos valles glaciares, mientras que Alonso y Corte (1992), relacionan con la deglaciación la aparición de antislope scarps en la cabecera de valles y circos glaciares.

6. Discusión y conclusiones

El modelo de evolución glaciar propuesto para este sector central de la Cordillera Cantábrica, caracterizado por la existencia de una fase de máxima extensión de los hielos durante la cual el nivel de las nieves perpetuas se situó a 1500 m, seguida de una regresión en la que se distinguen otras dos etapas de estabilización de los frentes y una última fase de glaciares rocosos, resulta coincidente con la evolución glaciar descrita en otros sectores de la Cordillera Cantábrica.

Esta secuencia de eventos glaciares resulta igualmente similar a la descrita en los últimos años en los Pirineos, aunque la inexistencia hasta el momento de datos cronológicos válidos en la Cordillera Cantábrica resta crédito a una hipótesis de correlación, marcando en consecuencia una línea de trabajo de inmediato interés para la reconstrucción de la evolución geomorfológica de esta cadena durante el Pleistoceno superior.

En este trabajo se ha concedido particular importancia al depósito de Aguino, cuya naturaleza y situación permiten interpretarlo como una de las escasas evidencias válidas encontradas hasta el momento, de una actividad glaciar previa al máximo descrito y posiblemente asociado a una glaciación más antigua.

La evolución tardi y postglaciar de las vertientes ha quedado muy bien registrada en toda la cordillera al conservarse numerosas evidencias morfológicas y formaciones superficiales generadas tras la retirada de los hielos. De entre ellas se destaca en la zona la formación de grandes deslizamientos que podrían asociarse a la desestabilización por descarga lateral de las laderas de los valles tras la fusión de las lenguas glaciares.

Referencias bibliográficas

- Alonso, V. (1989): Glaciares rocosos fósiles en el área Degaña-Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 3:9-15.
- 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*, 159-101.
- Alonso, V. y Corte, A.E. (1992): Postglacial fracturing in the Cantabrian Cordillera (NW Spain). *Z. Geomorph.N.F.*, 36 (4), 479-490.
- Alonso Herrero, E. (1987): Huellas del Glaciarismo Cuaternario en las cabeceras del río Esla. Vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica. *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 49-59.
- Bordonau, J., Serrat, D. y Vilaplana, J.M. (1992): Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. En: Cearreta, A. y Ugarte, F. (Ed.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*, 303-312. *Servicio Editorial Universidad del País Vasco*.
- Brú Bistuer, J. (1984): El término till: definiciones y variedades. *Notes de Geografía Física*, 10, 5-10.
- Castañón, J.C. (1983): El glaciarismo cuaternario del Macizo de Ubiña (Asturias-León) y su importancia morfológica. *ERIA*, 6:95-116.

Glaciarismo y evolución tardiglacial de las vertientes en el valle de Somiedo 31

- Castañón, J. C. y Frochoso, M.** (1992): 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.
- Clotet, N., Gallart, F. y Tricart, J.** (1984): Manifestations glaciaires quaternaires dans le haut bassin du Llobregat. *Act. Geol. Hisp.*, 19 (4):249-265.
- Corominas, J.** (1990): Influencia del glaciarismo 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.
- Flor, G. y Baylón, J. I.** (1989): El glaciarismo cuaternario de los Puertos de Aliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, Occidente de Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-2): 27-34.
- Hernández Pacheco, E.** (1914): Fenómenos de glaciarismo cuaternario en la Cordillera Cantábrica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 45:407-408.
- Hetú, B. y Gangloff, P.** (1989): Dépôts glaciaires du Pleistocène inférieur sur le piémont nord des Pyrénées Atlantiques. *Z. Geomorph. N. F.*, 33, 385-403.
- Jiménez, M.** (1994): *Geomorfología de la cuenca alta del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Asturias)*. Tesis, Univ. Oviedo. 297 pp.
- Jiménez, M.** (en prensa): El glaciarismo en la cuenca alta del río Nalón (NO de España): una propuesta de evolución de los sistemas glaciares en la Cordillera Cantábrica. *Rev. Soc. Geológica de España*.
- Jiménez, M. y Marquínez, J.** (1990): Morfología glacial 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.
- Kieslinger, A.** (1960) Residual stress and relaxation in rocks. *International Geological Congress*, Copenhagen, Session 21, 270-276.
- King, C. A.** (1982): Morphometry in glacial geomorphology. En: Coates, D.R. (Ed.): *Glacial Geomorphology*, 398 pp. George Allen & Unwin.
- Marquínez, J.; Farias, P.; Villanueva, M.; Humara, J.L.; García, P.; Menéndez, R. y Jiménez, M.** (en prensa): *Geología del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga. Serie Técnica*. ICONA.
- Menéndez Duarte, R. A.** (1994): Geomorfología del Area de Somiedo (Cordillera Cantábrica, Norte de España). *Aplicaciones de los Sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve*. Tesis, Univ. Oviedo. 254 pp.
- Muñoz Jiménez, J.** (1980): Morfología estructural y glaciarismo en la Cordillera Cantábrica: el relieve del Sinclinal de Saliencia. *ERIA*, 1: 35-67.
- Nussbaum, F. y Cigax, F.** (1953): La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Est. Geogr.*, 51, 261-270.
- Obermaier, H.** (1914): Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trab. Mem. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 9:1-42.
- Seret, G. ; Dricot, E. y Wansard, G.** (1990): *Nature*, 346: 453-456.
- Stickel, R.** (1929): Observaciones de morfología glacial en el NO de España. *Bol. Real. Soc. Española de Hist. Nat.*, t.XXIX, 297-313.
- Vilaplana, J.M.** (1983): Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees): *Act. Geol. Hisp.* 18 (3/4): 217-233.