

EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE LA EXISTENCIA DE UN PEQUEÑO CASQUETE GLACIAR EN LA COMARCA DE BABIA ALTA (CORDILLERA CANTÁBRICA)

V. Alonso¹ y A. Suárez Rodríguez²

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, (valonso@geol.uniovi.es).

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Parque Científico de León. Avda. Real 1, 24006 León.

Resumen: La región de Babia Alta, situada en la vertiente leonesa de la Cordillera Cantábrica y caracterizada en su sector más occidental por una amplia planicie intramontañosa, presenta una relativa abundancia de depósitos glaciares y superficies pulidas, ambos relacionados con la actividad glaciaria pleistocena. El relieve glaciario de esta zona, ya conocido desde la primera mitad del siglo pasado, ha sido objeto de diversos trabajos. Un análisis detallado de la distribución de los depósitos glaciares y de la litología de sus clastos ha permitido calcular espesores de hielo considerablemente mayores que los propuestos hasta ahora y confirmar la existencia de un pequeño casquete en esta zona durante el último máximo glaciario pleistoceno.

Palabras clave: relieve glaciario, Pleistoceno, Babia Alta, Cordillera Cantábrica

Abstract: The occidental part of Babia Alta (south of the Cantabrian Cordillera) is a region characterized by a wide intramontainous flatness. The area shows a relatively abundant amount of deposits and abraded surfaces related to the Pleistocene glacial activity. The glacial relief of the area, already known since the first half of the last century, has been studied by several authors. A detailed analysis of the distribution of its glacial deposits and its clast lithology has allowed us to determine an ice thickness higher than the previously calculated and to deduce the existence of a small ice cap during the last maximum glacier advance in the Pleistocene.

Key words: glacier landforms, Pleistocene, Babia Alta, Cantabrian Cordillera.

Alonso, V. y Suárez Rodríguez, A. (2004): Evidencias geomorfológicas de la existencia de un pequeño casquete glaciario en la Comarca de Babia Alta (Cordillera Cantábrica). *Rev. Soc. Geol. España*, 17 (1-2): 61-70.

La morfología glaciaria y periglaciaria de la Cordillera Cantábrica, ya conocida desde la primera mitad del siglo pasado, es el resultado de los cambios climáticos del Pleistoceno y Holoceno. La alternancia de períodos fríos con otros más cálidos modificó un relieve cuyos rasgos principales ya habían sido establecidos en el Terciario, cuando la convergencia de las placas Ibérica y Europea produjo un rejuvenecimiento del relieve de esta zona (Marquínez, 1992; Alonso *et al.*, 1996; Gallastegui, 2000). Los glaciares que se formaron en las etapas frías desaparecieron hace tiempo, pero dejaron diversas formas erosivas y depósitos distribuidos por toda la Cordillera, pruebas de su actividad. Durante el último período frío del Holoceno, la Pequeña Edad del Hielo, se formaron nuevas masas de hielo glaciario en las zonas más elevadas. Esta etapa fría también quedó registrada en otras áreas glaciadas de Europa, donde se produjo un avance importante de los frentes de los glaciares que no habían desaparecido. Una prueba de que la Cordillera Cantábrica aún se encuentra próxima al nivel de glaciación, son los pequeños restos de estos

glaciares holocenos localizados recientemente en Picos de Europa (González Suárez y Alonso 1994, Alonso y González Suárez, 1998).

La Comarca de Babia Alta, situada en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, presenta un relieve glaciario especialmente interesante por la alternancia de litologías que constituyen el sustrato y porque el volumen de depósitos es mayor que el que cubre otras áreas de la Cordillera, incluyendo la zona de Somiedo, al norte de la divisoria principal, estudiada por Menéndez Duarte y Marquínez (1996). La gran variedad de formas erosivas y depósitos, así como el grado de conservación que presentan en este área, indican que los glaciares fueron agentes modeladores importantes. En las zonas de cabecera, el relieve glaciario y periglaciario se encuentra poco retocado por procesos posteriores; se reconocen numerosas zonas de transfluencia y se conservan los perfiles transversales característicos de los valles glaciares apenas modificados por procesos de ladera o por la actividad fluvial más reciente. Sin embargo, existen pocos circos glaciares. En general, no pre-

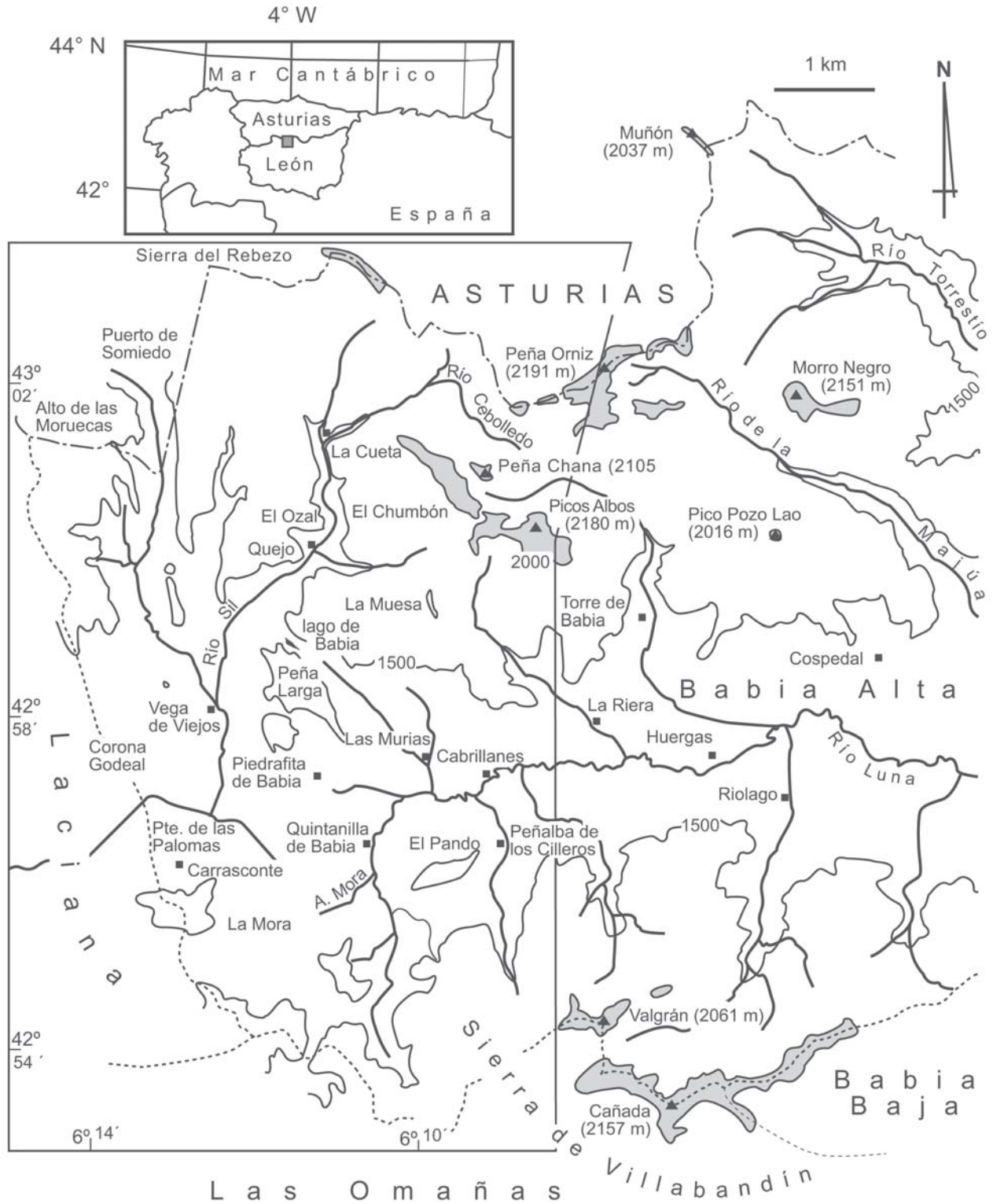


Figura 1.- Esquema geográfico de Babia Alta y delimitación de la zona de estudio, que comprende las cabeceras de los ríos Sil y Luna. Las áreas situadas por encima de 2.000 m se representan sombreadas.

sentan formas características porque la acumulación se produjo sobre alternancias de calizas y rocas siliciclásticas. Por otro lado, esta zona, situada en las proximidades del Puerto de Somiedo, presenta un relieve poco diferenciado, lo que favoreció el que se formara una plataforma de acumulación de hielo, predominando sobre las zonas deprimidas con morfología de cuencos.

Los estudios geomorfológicos realizados sobre el glaciario de la Cordillera Cantábrica han permitido establecer, para los sistemas glaciares de esta cordillera, una fase de máxima expansión seguida de otras dos fases de retroceso y estabilización de los frentes (Jiménez Sánchez, 1996). Este trabajo se centra en el análisis del desarrollo alcanzado por los glaciares, que modela-

ron el sector más occidental de la Comarca de Babia Alta, durante el último máximo glaciar pleistoceno. Para ello se han aplicado, en parte, los criterios apuntados por Chinn (1979) para el reconocimiento de la posición de antiguos márgenes glaciares en medios montañosos, en los que una variedad de procesos han operado rápidamente modificando las trazas de la actividad glaciar. Siguiendo estos criterios, y teniendo en cuenta las características de esta zona, se ha realizado un estudio detallado de la distribución de los depósitos, entre los que se incluyen algunos complejos morrénicos, y de las áreas erosionadas y pulidas por el hielo. Como factores menos importantes, también se han considerado otros hechos, como la desviación de cursos fluviales secundarios y la posición de divisorias truncadas por la erosión glaciar.

El área de estudio se ha centrado en el valle del Luna (incluyendo su antigua cabecera, ahora perteneciente a la cuenca del Sil), como unidad morfológica desde un punto de vista glaciar, ya que comprende tanto las áreas de cabecera como los valles por los que drenarían los glaciares alimentados por dichas áreas. Un estudio limitado únicamente a alguno de los macizos montañosos no habría permitido conocer el desarrollo de los glaciares en su totalidad.

Los resultados muestran que Babia Alta, a pesar de encontrarse en la vertiente sur de la Cordillera (factor limitante según algunos autores), presentó un desarrollo muy importante de los glaciares pleistocenos, llegando a formarse un pequeño casquete que drenaba hacia los valles del Luna y Sil.

Área de estudio

La Comarca de Babia Alta se encuentra situada al sur de la divisoria principal de la Cordillera Cantábrica, en la provincia de León. Limita al norte con el Concejo de Somiedo de la Comunidad Autónoma de Asturias y, dentro de su provincia, con las comarcas de Laciana, al oeste y Las Omañas y Babia Baja, al sur (Fig. 1).

El área de estudio, situada en la parte más occidental de Babia Alta, comprende las cabeceras de los ríos Sil y Luna (afluente del Órbigo). Las cumbres más elevadas se encuentran al norte: Peña Chana (2.105 m), Peña Orniz (2.191 m) y los Picos Albos (2.180 m). Alguna de estas cumbres forma parte de la divisoria principal. También hay zonas por encima de los 2.000 m al sur, en la Sierra de Villabandín

La mayor parte de la Comarca de Babia Alta pertenece a la cuenca del río Luna, que en esta zona, con un trazado E-O, discurre por una planicie intramontañosa de gradiente muy bajo. El sector más occidental es drenado por el río Sil; en su cabecera fluye de norte a sur hasta el Puente de las Palomas, donde se encuentra muy encajado y gira bruscamente hacia la Comarca de Laciana situada al oeste, resultado de la captura de la parte alta del antiguo Luna. Más recientemente, y en relación con la actividad glaciar, se produjeron otros cam-

bios menos importantes en la red de drenaje. Las masas de hielo desviaron los cursos de pequeños afluentes, como el Arroyo de la Mora, por obturación de sus valles (Alonso, 1998). En la actualidad, la divisoria entre los ríos Sil y Luna, en la zona de captura, está formada por una pequeña elevación de origen glaciar sobre la que se asienta parte del pueblo de Piedrafita de Babia.

Desde un punto de vista geológico, en la Comarca de Babia se encuentran representadas la Unidad de Somiedo-Correcilla y la Unidad de Bodón (Julivert, 1971), ambas pertenecientes a la rama sur de la Zona Cantábrica, definida por Lotze en 1945, en la Cordillera Hercínica. El sustrato presenta una gran variedad de litologías: calizas, dolomías, areniscas, limolitas, y pizarras, con edades que van del Precámbrico al Carbonífero Superior. En la zona, hay un Estefaniense productivo que está siendo explotado a cielo abierto, lo que conlleva grandes cambios en el relieve de las áreas más próximas a la Comarca de Laciana. Entre los depósitos cuaternarios que recubren el sustrato, en ocasiones de forma muy discontinua, destacan los de origen glaciar que serán, en parte, objeto de este trabajo.

Al encontrarse situada al sur de la Cordillera, la región presenta un clima relativamente seco con respecto a la vertiente norte. Los frentes húmedos procedentes del norte y noroeste descargan la humedad en la vertiente asturiana de la Cordillera Cantábrica, mientras que los frentes que provocan las precipitaciones en Babia son principalmente los que proceden del suroeste. Esa misma situación con respecto a la Cordillera hace que las heladas sean más frecuentes que en la vertiente norte.

Método

En primer lugar, se revisaron la bibliografía y los mapas geomorfológicos existentes sobre la zona, los trabajos más recientes sobre glaciario de la Cordillera Cantábrica y otros de ámbito más general.

Se han utilizado las fotos aéreas a escala 1:20.000 y 1:33.000. Tanto la base topográfica como la toponimia, y los datos sobre altitudes, se basan en las hojas del *Mapa Topográfico Nacional*, a escala 1:25.000. Para las consultas sobre litologías y estructuras se utilizaron las hojas del Mapa Geológico de España a 1:50.000, número 76, Pola de Somiedo (Crespo Zamorano, 1982); N° 77, La Plaza (Marcos *et al.*, 1982); N° 101, Villablino (Navarro, 1982) y N° 102, Los Barrios de Luna (Suárez Rodríguez *et al.*, 1998).

La cartografía realizada recoge los principales rasgos erosivos y sedimentarios relacionados con la actividad glaciar (Fig. 2): circos glaciares; zonas de difluencia y de transfluencia; rocas aborregadas y dorsos de ballena; depósitos glaciares (recubrimientos más o menos continuos de till) y crestas morrénicas; zonas pulidas y estrías. También recoge la distribución de bloques transportados por el hielo (erráticos), algunos con características de transporte subglaciar. Existen en la zona algunos depósitos de origen glaciar que no han

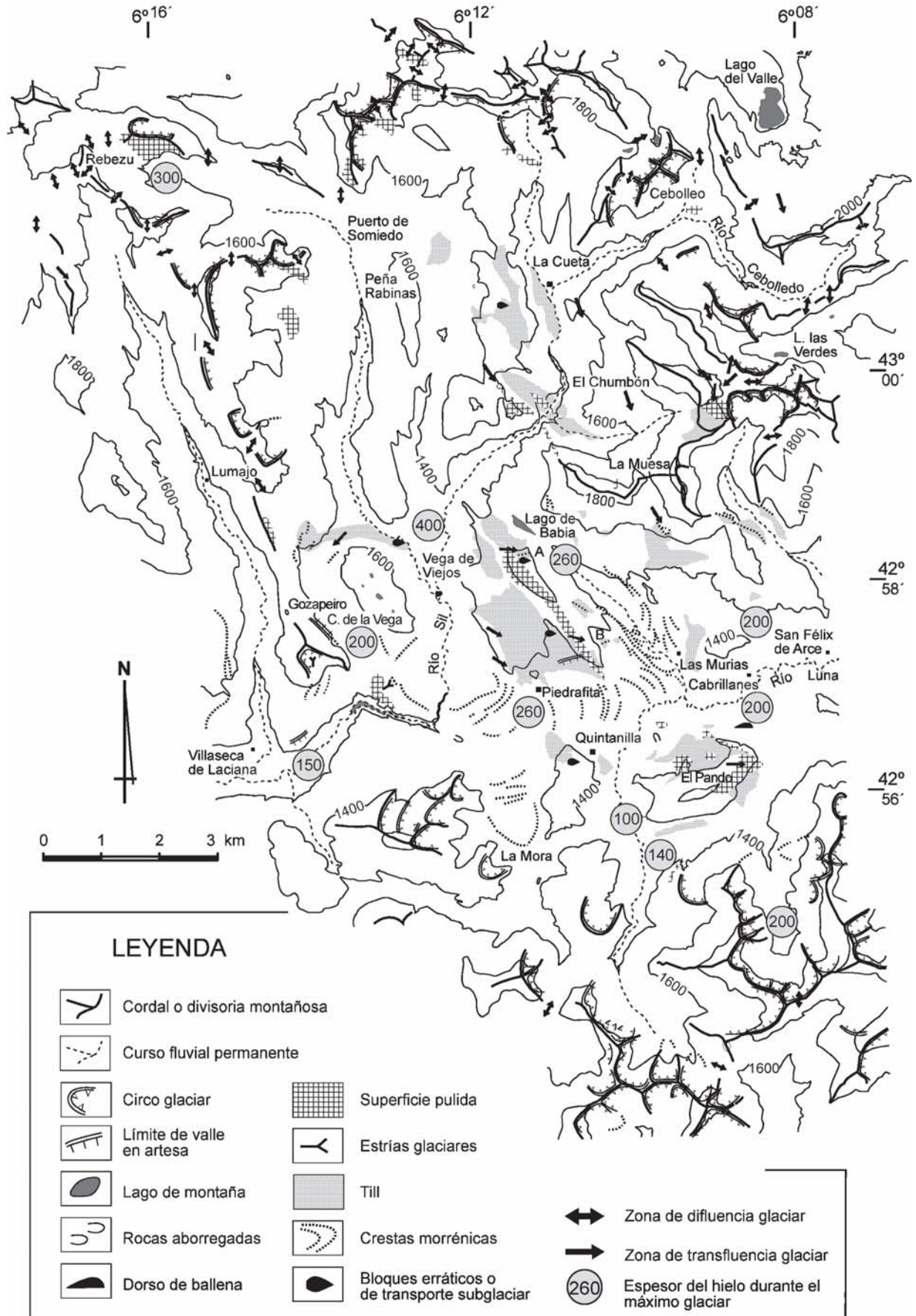


Figura 2.- Mapa geomorfológico en el que se representan las principales formas erosivas y depósitos glaciares. Asimismo se indican los espesores mínimos alcanzados por el hielo durante el último máximo glaciar.

sido representados en el mapa, ya que el objetivo de este trabajo no era realizar una cartografía detallada de los mismos, sino la reconstrucción de la circulación y desarrollo de los glaciares.

Con el trabajo de campo se ha determinado el origen y la distribución de los depósitos y de los bloques y cantos aislados transportados por el hielo, así como su litología. En los depósitos glaciares, la litología de los clastos ha servido para reconstruir las trayectorias seguidas por el hielo cuando no se encontraba confinado en un valle.

Para el cálculo de los espesores, se ha utilizado la posición de morrenas laterales, la distribución de los recubrimientos de till, la posición y procedencia de los clastos aislados transportados por el hielo, y la altura de los collados de transfluencia y de las áreas pulidas con respecto a la altura de los fondos de valle actuales. De acuerdo con las observaciones de Florineth y Schlüchter (1998) sobre el uso de la *trimline* (límite superior marcado en el sustrato por la erosión del hielo), en la reconstrucción de la altura alcanzada por el hielo, la posición de los depósitos se ha interpretado como la elevación mínima de la superficie del hielo. Además de esto, hay que tener en cuenta que los datos de espesores indicados en la cartografía pudieran no corresponder todos a una misma fase.

Morfología glaciar

Zonas de acumulación

En esta zona existían tres grandes focos glaciares: el área del Puerto de Somiedo, al noroeste, la zona situada entre los Picos Albos y Peña Orniz, al noreste y la Sierra de Villabandín, situada al sur (Fig. 1). Todas ellas habrían alimentado, aunque en diferente medida, al valle del Luna.

La zona del Puerto de Somiedo en la vertiente sur de la cordillera presenta, tanto hacia el este como hacia el oeste, relieves suaves, con desniveles medios de 200-300 m, y se sitúa entre el valle de Lumajo, por el oeste, y el de la Cueta, por el este. Sería una zona de acumulación en la que se originaría un pequeña plataforma de hielo, ya representada parcialmente por Menéndez Duarte y Marquínez en 1996. Desde esta plataforma, el hielo se movería tanto hacia el sur como hacia el norte de la divisoria principal de la cordillera, con un desarrollo y alcance asimétricos.

A pesar de las elevadas altitudes, se formaron pocos circos glaciares en la parte norte de este sector de Babia Alta, siendo más frecuentes en la Sierra de Villabandín (ver Fig. 2). La morfología de los circos presentan un control litológico importante, como ya se había señalado en áreas próximas (Alonso, 1994 y 1998). En general, se encuentran mejor desarrollados y conservados en la Sierra de Villabandín, con sustrato siliciclástico, mientras que al norte, el sustrato calcáreo hace que las formas se presenten menos definidas, incluso, en ocasiones, dando relieves complejos con numerosas zonas de transfluencia, como en la cabecera del río Cebolledo

y en la zona de los Picos Albos. Los circos desarrollados en los materiales carboníferos de la zona de La Mora también dan formas poco desarrolladas.

Zonas pulidas y estrías

La conservación de las superficies pulidas, las estrías y las marcas de fricción en general, también depende en gran medida de la litología del sustrato.

En toda la zona, existen numerosas superficies pulidas en sustrato calcáreo, aunque en ningún caso se han encontrado estrías en estas litologías. Un buen ejemplo lo constituyen las calizas situadas al oeste de Quejo o al oeste de Peñalba de los Cilleros (Fig. 1 y 2). La mejor forma de apreciar el pulido de las calizas es en el campo y observado desde cierta distancia, pues a nivel de afloramiento el desarrollo de lapiaces, y la carstificación en general, dificulta su reconocimiento. Tampoco resulta sencillo de apreciar en las fotos aéreas. En zonas silíceas, puestas recientemente al descubierto, también se han encontrado rocas pulidas, a veces muy redondeadas. En las proximidades del Pico Corona Godeal (Fig. 1), la actividad minera ha exhumado varios sectores totalmente pulidos, alguno de ellos con estrías. Lateralmente, en este mismo afloramiento, las areniscas que llevan un tiempo expuestas a la meteorización apenas muestran rasgos que indiquen el paso del hielo (Fig. 3).

Las estrías en el sustrato son muy escasas, aunque, además de las ya citadas, se han encontrado algunas sobre materiales silíceos en las proximidades de Lacianna. Su dirección se representa en el mapa geomorfológico (Fig. 2).

Otras formas erosivas, características en áreas glaciadas, como rocas aborregadas y dorsos de ballena, son poco frecuentes en la zona. Se han encontrado rocas aborregadas al noreste de Quintanilla de Babia y en las proximidades de Carrasconte y existe un dorso de ballena, en el fondo del valle del Luna al sur de Cabrilanes, desarrollado sobre la Formación Dolomías de Felmín, del Grupo La Vid.



Figura 3.- Afloramiento de Areniscas del Devónico Superior en el Pico Corona Godeal (oeste del Campo de la Vega). Las labores mineras han puesto al descubierto un sustrato totalmente pulido y con estrías que contrasta con las zonas ya meteorizadas de la misma litología (parte superior de la foto).

Depósitos glaciares

Entre los depósitos, observados en el campo, se han distinguido varios tipos: till (depósito de origen glaciar, con o sin forma morrénica) (Fig. 4), clastos dispersos transportados por el hielo depositados sobre un sustrato de diferente litología y clastos que, independientemente de la relación con el sustrato, muestran signos claros de transporte subglaciar, es decir, que presentan formas en plancha o bala, con superficies pulidas y estriadas.

Por cuestiones de escala, los recubrimientos de till continuo y discontinuo se han unificado en la representación cartográfica.

Los bloques y cantos pulidos con estrías son bastante frecuentes en algunos depósitos, principalmente en los que se encuentran en las proximidades de Piedrafita de Babia y en las zonas de Quejo y de La Cueta. Las litologías de los clastos con estrías son variadas, siendo incluso frecuentes los de litología calcárea.

Además de los depósitos glaciares sin una morfología determinada (till), existen otros que presentan formas morrénicas, cuyas crestas se representan en el mapa geomorfológico (Fig. 2). En la parte más occidental de Babia Alta se reconocen cuatro conjuntos morrénicos importantes, de oeste a este: Campo de La Mora, Piedrafita de Babia, Las Murias y Torre de Babia (éste fuera del área de estudio). Los dos primeros, muy próximos, confluyeron en las últimas fases en la zona situada al noroeste de Piedrafita, al retroceder el frente de los glaciares. Son frecuentes, además, las morrenas laterales y frontales distribuidas por toda la zona, algunas situadas próximas a los circos (Fig. 5). De las morrenas laterales, las que más información han aportado sobre el nivel alcanzado por el hielo se encuentran en la ladera oriental de Peña Larga (marcadas como A y B en la Fig. 2). Ambas presentan una dirección aproximada E-O y se relacionan con zonas de transfluencia señaladas en esta cresta. La situada al norte de la cima Peña Larga (A), a pesar de su localización, no es el depósito de origen glaciar más elevado que se encuentra en dicha zona, ya que por encima (a unos 1.640 m, 100 m por debajo de la cumbre) se han encontrado cantos y bloques de arenisca del Devónico Superior (se recoge un errático en el mapa geomorfológico). En la misma ladera existe otra morrena más baja (B) que, como la anterior, se dispone transversalmente al trazado del valle; las litologías de los clastos son diferentes a las encontradas en los arcos frontales de la Murias indicando aportes de procedencia distinta.

Es muy probable que en la zona existan más depósitos que los representados en el mapa. La identificación de los mismos se ha centrado en las áreas cuya interpretación era clave para la reconstrucción del glaciario. Por ello, en un estudio más detallado quizá se pudieran reconocer más depósitos, aunque los resultados finales de la investigación no serían muy diferentes de los obtenidos en este trabajo.

Análisis de resultados

Zonas de acumulación

De las tres áreas de acumulación citadas anteriormente, la del Puerto de Somiedo era la más importante de todas. Con forma triangular, y situada entre los valles de Lumajo y La Cueta, este área estaría comprendida entre los picos el Rebezu, por el oeste, y Cebollo, por el este, donde presentaría la anchura máxima (unos 10 km). En esta área, con cotas superiores a 1.500 m, se habría formado una plataforma de hielo de la que durante el máximo, cuando se ha calculado que tendría una potencia mínima de 300 m, únicamente sobresaldrían algunos picos, todos ellos con más de 1.850 m de altura: las cimas de Rebezu y Penouta y superficies algo mayores de la Sierra del Rebezo, situada al noreste del Puerto de Somiedo. El Alto de las Moruecas (1.849 m) y Peñas Rabinas (1.737 m) (Fig. 2) quedarían cubiertas, aunque al subir el nivel de glaciación, y bajar el volumen de hielo, en la zona de las Moruecas llegaron a desarrollarse algunos circos. Esta plataforma se continuaría hacia el oeste, si bien no se han determinado sus límites, por quedar fuera del área estudiada en este trabajo.

Durante el último máximo glaciar pleistoceno, la zona de acumulación situada en la cabecera del río Cebolledo (entre los Picos Albos y Peña Orviz) no habría aportado hielo al valle de La Cueta, aunque sí debió hacerlo en las últimas fases cuando las lenguas glaciares, al disminuir el volumen de hielo, seguían el trazado de los valles. Siguiendo la trayectoria de movimiento general en esta zona, norte-sur, parte del hielo acumulado en la parte occidental de los Picos Albos y Peña Orviz se uniría por el norte, a través de la divisoria principal, con la gran masa de hielo que ocupaba la plataforma calcárea de los lagos de Saliencia, situada dentro del Concejo de Somiedo en Asturias.

Diversas pruebas señalan la importancia de la plataforma de Somiedo con respecto a la zona de acumula-



Figura 4. Un aspecto del till que se encuentra sobre las laderas, en este caso, formando un recubrimiento continuo sobre un sustrato calcáreo (Formación Sta. Lucía). Los clastos, de angulosos a subangulosos son de litologías diversas: c (caliza); a (arenisca); d (dolomía) y q (cuarcita). Noroeste de Peñalba de los Cilleros a 1.350 m de altitud.



Figura 5.- Arcos morrénicos en el valle del arroyo de Peñalba (SE de Peñalba de los Cilleros). También se puede observar el frente de un circo truncado por la erosión glaciár. En la Sierra de Villabandín, la vegetación dificulta el reconocimiento de los depósitos glaciares que no presentan formas morrénicas.

ción de la cabecera del río Cebolledo. El till de Quejo y el del Ozal (éste algo más discontinuo) fueron depositados por hielo procedente del norte, ya que el trazado del valle de la Cueta no determinó la circulación glaciár. La distribución y procedencia de clastos aislados, encontrados al norte de La Muesa, indica una transfluencia en el Chumbón. En los dos casos, el hielo se movería, en líneas generales, de norte a sur (ver Fig. 2). Solamente en las últimas fases, las lenguas procedentes de las zonas de Cebolledo y de los Picos Albos, canalizadas por los valles laterales, se moverían hacia el valle de La Cueta.

Por el oeste, esta misma masa de hielo procedente de Somiedo, pasó hacia el valle de Lumajo. En las zonas situadas al oeste de Vega de Viejos, los recubrimientos discontinuos de till encontrados en las lagunas de La Mata, las morrenas laterales de la cabecera del Campo de la Vega (aunque no corresponden a la fase de máxima extensión) así como las estrías en la salida de este valle indican movimiento hacia el valle de Lacia-na. El pulido de los afloramientos de arenisca en la divisoria oriental del valle de Lumajo (zona de Gozapeiro) apuntan en el mismo sentido. Las estrías encontradas en el Pico Corona Godeal (de dirección norte-sur) no se han tenido en cuenta, pues podrían haberse formado en las últimas fases dentro de un circo.

Los aportes desde la Sierra de Villabandín, donde durante el máximo se han calculado espesores de hielo iguales o inferiores a 200 m, debieron de ser menos importantes que los del norte, como muestra la distribución de depósitos y de las zonas pulidas en El Pando,

área situada entre Quintanilla de Babia y Peñalba de los Cilleros, que indican, en líneas generales, movimiento de oeste a este del hielo que venía de Somiedo.

Como se ha visto anteriormente, los circos, en muchos casos, se habrían formado con posterioridad a la etapa de máxima extensión, especialmente los de la zona situada al sur del Puerto de Somiedo y próxima al mismo.

Zonas pulidas y estrías

En Babia Alta, las calizas, a pesar de la carstificación, son los materiales que mejor conservan el pulido glaciár (uno de los mejores ejemplos se encuentra en las proximidades de Peñalba de los Cilleros), lo que contradice las observaciones realizadas por Florineth y Schlüchter (1998) en los Alpes Suizos, para quienes la preservación de las formas erosivas glaciares en rocas carbonatadas es pobre debido a la rápida meteorización de las mismas. Pero el hecho de que la mayoría de las superficies pulidas se conserven en calizas hace que éstas deban ser interpretadas con cierta precaución, ya que existen superficies estructurales con un aspecto pulido que podrían confundirse con el de origen glaciár. Por ello, estas superficies en calizas no se han utilizado, como criterio único, para determinar el límite superior del hielo; solamente se han considerado en los casos en que se encontraban asociadas a depósitos de till.

Las estrías indican el movimiento del hielo, aunque siempre corresponden a las últimas etapas. Las encontradas a la salida del Campo de la Vega indican que el

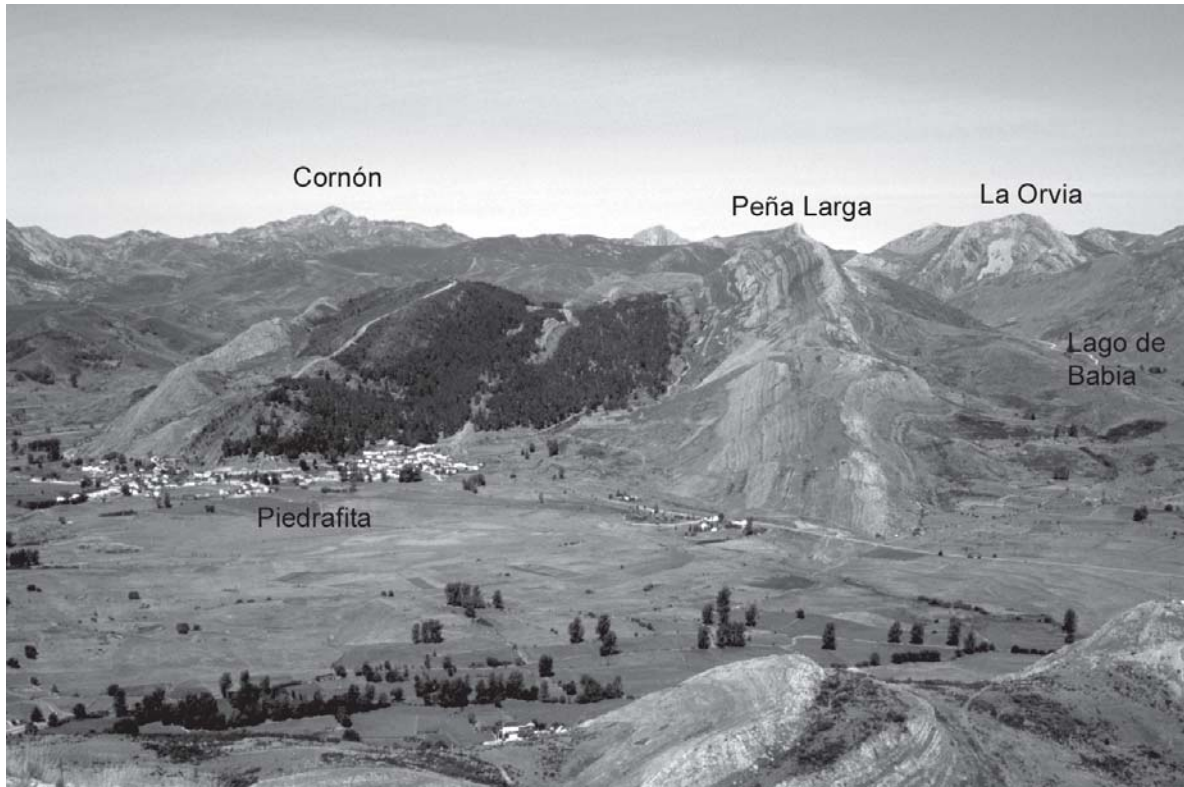


Figura 6.- Vista hacia el Noroeste del valle del Luna. Piedrafita de Babia a la izquierda de la fotografía. Al fondo a la izquierda el Cornón (2.188 m). En primer plano, Peña Larga (1.735 m) y a la derecha el Pico la Orvia (1.823 m). Durante el máximo glaciar, sólo el Cornón sobresalía por encima de la plataforma de hielo y quizá la Orvia. Peña Larga, sin embargo, muestra su vertiente occidental pulida hasta la cumbre. Este hecho, y los depósitos encontrados en la zona, parecen indicar que estuvo totalmente cubierta por el hielo. En primer plano, calizas pulidas al noreste de Quintanilla de Babia.

hielo que bajaba de Somiedo se movía hacia el valle de Laciana. Las del Pico Corona Godeal, por su localización dentro de la cabecera de un circo, no aportan información sobre el movimiento general del hielo.

Depósitos glaciares

La distribución de los depósitos de till muestra el camino seguido por el hielo y, en algunos casos, el espesor máximo alcanzado por el mismo. Las litologías de los clastos, formando parte de un depósito o bien aislados, han permitido completar esta información, pudiendo determinarse de forma aproximada la posición de las áreas de alimentación.

Así, los depósitos de till encontrados en la zona de Quejo y el Ozal muestran que procedían del norte y que, en el momento del máximo, el valle de La Cueta no determinó la circulación del hielo.

En la fase de máxima extensión, se ha calculado que la mayor potencia del casquete, 400 m (los valores dados son siempre mínimos), se alcanzó en las proximidades de Vega de Viejos; el hielo que venía del norte pasó por encima de Peña Larga puliendo su vertiente occidental y dejando depósitos en la vertiente oriental de esta cresta de caliza, así como al norte de Piedrafita de Babia (Fig. 6).

Más al sur, las litologías de los depósitos del Pando, junto con su distribución, indican que los tills más occidentales (con gran cantidad de cantos y bloques de

arenisca blanca del Devónico Superior) fueron depositados por el hielo procedente del oeste (serían entonces más antiguos), mientras que los localizados al oeste de Peñalba de los Cilleros, que incluyen clastos de areniscas líticas del Carbonífero y de arenisca precámbrica (formaciones paleozoicas y precámbricas que en esta zona sólo se encuentran al sur) debieron ser transportados hacia el norte, desde la Sierra de Villabandín.

La presencia de estrías en los clastos no se ha utilizado para clasificar el till en diferentes tipos. En el caso de encontrarse en litologías calcáreas, indican que éstos han sido expuestos a la meteorización recientemente.

Cuando los depósitos presentan formas morrénicas, se ha observado que la mayoría se encuentran en áreas topográficamente bajas, predominando las morrenas frontales sobre las laterales. La morrena lateral más baja de Peña Larga (B en la Fig. 2), situada al oeste del arco más externo de Las Murias, habría sido depositada por una masa de hielo que pasaba por encima de la cresta de Peña Larga, aunque correspondería a una etapa posterior al máximo, cuando el nivel de hielo ya no sería tan alto.

Los complejos morrénicos están formados por un número bastante elevado de crestas, hasta siete en el valle de Lago de Babia y trece en el conjunto que se extiende desde el este al noroeste de Piedrafita de Babia. Tanto en un caso como en el otro, alguna de las crestas presenta un relieve tan poco marcado que su

identificación sólo resulta posible utilizando fotos aéreas de diferentes vuelos y comprobando los escasos afloramientos en el campo. Indican un retroceso escalonado, con numerosas detenciones de corta duración de los frentes, en una fase bastante posterior al máximo, al menos en cuanto a volumen de hielo se refiere. Los arcos frontales de Las Murias se habrían formado en el frente de la lengua que ocupaba el valle de Lago de Babia, en una fase más reciente que la correspondiente a la morrena lateral de Peña Larga (anteriormente descrita), cuando el hielo, al disminuir de volumen, quedó confinado dentro del valle.

No se han encontrado, en el área de estudio, morrenas frontales atribuibles a la máxima extensión del hielo. Todos los complejos morrénicos citados anteriormente corresponden a fases con niveles de hielo bastante más bajos que los que habrían alcanzado durante el máximo.

Un hecho a destacar en Babia Alta es el mayor volumen de depósitos glaciares con respecto a los encontrados en la vertiente norte de la cordillera. Esto puede deberse a varias causas:

- Las laderas, en Babia, presentan en general pendientes menores, lo que favorece la conservación de los depósitos.

- En la vertiente norte, con un clima más húmedo y lluvioso, la escorrentía ha podido erosionar parte de los depósitos.

- Asimismo, la mayor humedad de la vertiente septentrional favorece el desarrollo de los suelos y de una cubierta vegetal abundante, lo que contrasta con la intensa deforestación de Babia Alta, y hace que el reconocimiento de las formaciones superficiales resulte más difícil en dicha vertiente.

La formación de un casquete glaciar en esta zona, durante el último máximo glaciar pleistoceno, concuerda con los datos aportados por otros autores sobre el glaciario del noroeste peninsular. Vidal Romaní y Santos Hidalgo (1994) deducen, durante la fase de máximo glaciar en la Serra de Queixa-Invernadoiro, la existencia de un glaciar de plataforma de la que partían lenguas que llegaban hasta 700 m de altitud. Pérez Alberti y Valcárcel Díaz (1998) describen lo que denominan "glaciares de cobertera con prolongación en lengua", que se forman en áreas con superficies aplanadas de cumbres más o menos extensas, en el Macizo de Manzaneda, en Trevinca-Segundera-Cabrera y en las montañas de Xurés-Gerês. En esta misma sierra, Vidal Romaní *et. al.* (1999) proponen la existencia de una plataforma de hielo de dimensiones algo mayores que la de Queixa-Invernadoiro y que habría alcanzado un mayor desarrollo hacia la vertiente sur.

Conclusiones

El sector de la Cordillera Cantábrica correspondiente a las comarcas de Somiedo y Babia Alta junto con las zonas situadas al oeste y al este, en las dos vertientes de la cordillera, constituyeron áreas de acumulación muy importantes durante el Pleistoceno que, en la vertiente

sur, drenarían hacia los valles de Laciaña, por el oeste, y Luna, por el este.

Durante el último máximo glaciar, en esta zona se formó un pequeño casquete que, de acuerdo con los resultados obtenidos en este trabajo y los datos aportados por Menéndez Duarte y Marquínez (1996), tendría un desarrollo asimétrico, con una mayor extensión en la vertiente sur. El hielo descendía desde esta plataforma, no siempre canalizado por los valles preexistentes, llegando a ocupar parte de los valles principales Sil y Luna.

La zona de acumulación de Somiedo era la más importante de Babia Alta; al sur del Puerto de Somiedo, donde el casquete alcanzaría una potencia mínima de 300 m, las cumbres con altitudes menores a 1.900 m estarían totalmente cubiertas por el hielo (Fig.6). En la Sierra de Villabandín los espesores calculados, entre 100 y 200 m, serían inferiores a los del norte.

En el valle del Luna habría un glaciar de más de 15 km de longitud, si se considera el Puerto de Somiedo como el área de aportes más distante. Tanto los depósitos encontrados al oeste de Peñalba de los Cilleros, en la zona de El Pando, como los del pequeño valle al noroeste de San Félix de Arce, indican espesores de hielo de 200 m a la altura de Cabrillanes. Este espesor contrasta con los datos aportados por las crestas morrénicas (la mayoría de altura métrica), localizadas en posiciones algo más internas dentro de este mismo valle que, hasta ahora, habían sido interpretadas como los depósitos más distales de los glaciares procedentes del área de Somiedo.

De momento no ha sido posible determinar la posición del frente o de los frentes glaciares en Babia Alta, que debían situarse, aguas abajo en el valle del Luna, fuera del área de estudio, por lo que el glaciar procedente de Somiedo, en longitud (más de 15 km), debió superar al que ocupaba el valle de Degaña (Alonso, 1992), situado en la vertiente septentrional de la Cordillera al oeste de Asturias. También tendría un volumen considerablemente mayor, dada la amplitud del valle y el espesor sería superior al calculado por García de Cellis y Martínez Fernández (2002) para el valle de Orallo (al norte de Villablino, en León). En el valle de Laciaña, debería existir otro frente glaciar que tampoco ha sido localizado y que resultaría de más difícil identificación por el fuerte encajamiento del río Sil en esta zona.

Respecto a la edad de este máximo, no existen datos sobre esta zona, si bien se han realizado algunas dataciones en áreas situadas más al este en la cordillera. Jiménez Sánchez (1996) sugiere una posible sincronía entre los máximos glaciares de la Cordillera Cantábrica y el Pirineo. Y Jiménez Sánchez y Fariás Arquero (2002) obtienen una edad mínima para la fase de máximo glaciar de 28.990 ± 230 a BP, para el Parque Natural de Redes (sureste de Asturias), en la que sitúan los frentes a 950 m de altitud. Un poco más al este, en Picos de Europa obtienen una edad de 40.480 ± 820 a BP para el último máximo glaciar.

El grado de conservación de las morrenas relacionadas con un nivel de hielo muy alto (p. ej., la morrena lateral superior situada al suroeste de Lago de Babia, A en Fig.2), parecen indicar que los depósitos identificados en esta zona pertenecen a una única glaciación.

Del método de trabajo seguido en éste área se concluye la importancia del trabajo de campo, que ha resultado decisivo para comprender el desarrollo alcanzado por los glaciares pleistocenos en esta zona. Asimismo destacar la importancia del estudio de los depósitos glaciares (recubrimientos continuos y discontinuos) para determinar la extensión del último máximo glacial, ya que las formas erosivas, que en muchos casos reflejan las etapas más recientes, aportan menos datos al respecto.

Referencias

- 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 doctoral, Univ. de Oviedo. 366 p.
- Alonso, V. (1994): Análisis de los circos glaciares en las cabeceras de los ríos Narcea, Navia y Sil. Cordillera Cantábrica (NW de la Península Ibérica). *Cuaternario y Geomorfología*, 8: 109-121.
- Alonso, V. (1998): El glaciario de la comarca de Laciana y alrededores. Zona occidental de la Cordillera Cantábrica. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti, Eds.). Universidade de Santiago de Compostela. 139-170.
- Alonso, V. y 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: 35-44.
- Alonso, J.L.; Pulgar, J.A.; García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge. 214-227.
- Chinn, T. J. H. (1979): Moraine forms and their recognition on steep mountain slopes. En: *Moraines & Varves* (Ch. Schlüchter, Ed.). Balkema, Rotterdam. 51-57.
- Crespo Zamorano, A. (1982): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 76 (Pola de Somiedo)*. IGME, Madrid. 51 p.
- Florineth, D. y Schlüchter, Ch. (1998): Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 91: 391-407.
- Gallastegui, J. (2000): Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22: 1-234.
- García de Celis, A.J. y Martínez Fernández, L.C. (2002): Morfología glacial de las montañas de la cuenca alta de los ríos Sil, Omaña, Luna y Bernesga: revisión y nuevos datos (Montaña Occidental de León). En: *El modelado de origen glacial en las montañas leonesas*. (J. M. Redondo Vega, A. Gómez Villar, R. B. González Gutiérrez y P. Cabrera Gómez, Coords.). 137-193.
- González Suárez, J.J. y Alonso, V. (1994): Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northwest Spain. *Journal of Glaciology*, 40: 198-199.
- Jiménez Sánchez, M. (1996): El glaciario en la cuenca alta del río Nalón (NO de España): una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 157-168.
- Jiménez Sánchez, M. y Farias Arquer, P. (2002): New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15: 93-101.
- Julivert, M. (1971): Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *American Journal of Science*, 270, (1): 1-29.
- Lotze, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6: 1-12. (Trad. por J.M. Ríos, 1950. Observaciones respecto a la división de los variscidas de la Meseta Ibérica. *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, V, 149-166).
- Marcos, A.; Pérez-Estaún, A.; Bastida, F.; Aller, J.; García-Alcalde, J.L. y Sánchez de Posada, L.C. (1982): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 77 (La Plaza, Teverga)*. IGME, Madrid. 64 p.
- Marquín, J. (1992): Tectónica y relieve en la Cornisa Cantábrica. En: *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. (A. Cearreta y F.M. Ugarte, Eds.). Servicio Editorial Universidad del País Vasco. 143-159.
- Menéndez Duarte, R. y Marquín, J. (1996): Glaciario y evolución tardiglacial de las vertientes en el valle de Somiedo, Cordillera Cantábrica. *Cuaternario y Geomorfología*, 10: 21-31.
- Navarro, D. (1982): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 101 (Villablino)*. IGME, Madrid. 56 p.
- Pérez Alberti, A. y Valcárcel Díaz, M. (1998): Caracterización y distribución espacial del glaciario en el Noroeste de la Península Ibérica. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti, Eds.). Universidade de Santiago de Compostela. 17-62.
- Suárez Rodríguez, A.; Toyos, J.M.; López Díaz, F.; Heredia, N. y Rodríguez Fernández, L. R. (1991): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 102 (Los Barrios de Luna)*. IGME, Madrid. 130 p.
- Vidal Romaní, J.R. y Santos Hidalgo, L. (1994): La deglaciación finicuaternaria en el noroeste peninsular (Serra de Queixa-Invernadoiro, Ourense, Galicia): datos geomorfológicos y paleobotánicos. *Cuaternario y Geomorfología*, 8: 33-44.
- Vidal Romaní, J.R., Fernández Mosquera, D., Mati, K. y de Brum Ferreira, A. (1999): Nuevos datos para la cronología glacial pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 24: 7-29.

Manuscrito recibido el 4 de diciembre de 2003
Aceptado el manuscrito revisado el 9 de marzo de 2004