

ERIA, 1983, pp. 3-49

JUAN CARLOS CASTAÑÓN ALVAREZ

EL GLACIARISMO CUATERNARIO DEL MACIZO DE UBIÑA (ASTURIAS-LEON) Y SU IMPORTANCIA MORFOLOGICA

El presente trabajo responde a un doble objetivo: en primer lugar, pretende el análisis del glaciario pleistoceno en una zona limitada (Macizo de Ubiña), con el fin de facilitar una visión sintética de la importancia que este fenómeno ha tenido en el conjunto de la Cordillera Cantábrica y trata, en segundo lugar, de valorar el papel que la acción glaciaria ha desempeñado en la génesis del relieve actual del Macizo y, por lo tanto, en el paisaje; con este objeto, se intenta relacionar la morfogénesis glaciaria con las morfoestructuras e integrarla en un esquema cronológico en el que formas y procesos están encadenados.

En cuanto a ambos aspectos existen importantes carencias bibliográficas y cartográficas. En efecto, las huellas de una ocupación glaciaria del Macizo sólo han sido estudiadas de un modo superficial en trabajos con objetivos más amplios, bien por constituir intentos de síntesis acerca de la morfología glaciaria de áreas más extensas (STICKEL, 1929; NUSBAUM & GIGAX, 1952; LLOPIS & JORDA, 1957; ALONSO OTERO et al., 1981), o bien por centrarse en el estudio geológico, pero aludiendo a dichas huellas, ya sea en el texto (CORUGEDO, 1932), en la cartografía (MARCOS, 1968 b) o en ambos a la vez (CARBALLO, 1979). Mención especial requieren, sin embargo, dos recientes análisis de la morfología glaciaria en otros tan

tos sectores de la C. Cantábrica: el de MUÑOZ JIMENEZ (1980), referido al "Sinclinal de Saliencia", y el de ARENILLAS & ALONSO OTERO (1981) acerca del Mampodre. Ambos trabajos se refieren a zonas cercanas al Macizo de Ubiña -especialmente el primero- y que coinciden con el mismo en su rumbo general NW-SE.

Por lo que se refiere a la integración de la morfogénesis glacial en el conjunto de los factores explicativos del relieve, no sólo se echan en falta estudios geomorfológicos generales o sobre sistemas morfológicos particulares, sino también trabajos encaminados a la definición de los rasgos estructurales de detalle, carencia ésta motivada por la magnitud y complejidad de los problemas geológicos planteados; así, las aportaciones de GOMEZ DE LLARENA & RODRIGUEZ ARANGO (1948), LLOPIS (1955), MARCOS (1968 b), MARTINEZ ALVAREZ et al. (1968), SITTER & VAN DER BOSCH (1968) y ALLER (1981) hacen referencia a la totalidad o a un solo sector del Macizo, pero integrando siempre esta referencia dentro de un cuadro macroestructural. La única excepción es la constituida por el trabajo de CORUGEDO (1932), que se centra en el estudio de una porción del Macizo, la correspondiente a la cabecera del Huerna.

De entre las hojas publicadas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, la que comprende la mayor parte del Macizo (nº 77, "La Plaza") no vio la luz hasta el año 1959; a la espera de una nueva edición de esta hoja, actualmente en preparación, el mapa y la memoria elaborados bajo la dirección de GARCIA FUENTE (1959) han quedado ampliamente sobrepasados por los avances registrados en las investigaciones geológicas de los últimos años, que ya se encuentran reflejados mayoritariamente en las memorias correspondientes a las hojas nº 9 (JULIVERT & MARCOS, 1971) y nº 10 (JULIVERT, TRUYOLS & GARCIA ALCALDE, 1971) del mapa a escala 1:200.000.

SITUACION Y CARACTERES TOPOGRAFICOS

El Macizo de Ubiña, también citado por algunos autores como Macizo de Agüeria o como Peña Ubiña, forma parte del sector de la Cordillera Cantábrica que, en función de sus peculiaridades estructurales, es conocido como Macizo Asturiano, diferenciándolo de la Cordillera Cantábrica en sentido estricto, que ocupa una posición más oriental (TERAN, SOLE et al., 1978).

El área que es objeto de nuestro estudio se sitúa entre las montañas de Somiedo ("Sinclinal de Saliencia" de MUÑOZ JIMENEZ, 1980), a Poniente, y los Montes de Valgrande, que se interponen, al Este, entre el Macizo y el Puerto de Pajares. Su principal rasgo topográfico es la existencia de una acusada disimetría a uno y otro lado de la alineación principal. En efecto, para quien desde Asturias -a través del Puerto Ventana- o desde el pueblo leonés de San Emiliano, se sitúa al pie del Macizo, éste se le ofrece en su mayor parte como un gran farallón cortado a pico sobre el rellano de La Cerrá-Llanos del Fontán, el cual se sitúa a unos 500 m. por encima del fondo de valle del Orugo. Por el contrario, desde la parte asturiana no se obtiene una visión de conjunto cuando se visitan estas montañas, ya que el acceso se efectúa por lo general a través de va-

lles arrumbados perpendicularmente a la cresta principal, valles que con frecuencia son relativamente estrechos y sólo permiten una visión parcial del Macizo.

La principal línea de cumbres, con rumbo general SSE-NNW, constituye el límite que separa estos dos grandes dominios topográficos, presentándose como un perfil único desde la cabecera del valle del Orugo. No obstante, podemos distinguir en la alineación Peña Ubiña Grande-Tambarón dos sectores de características diferentes: a la aguda crestería que discurre entre la primera de estas cumbres y el Pico Colines, manteniéndose siempre por encima de los 2.000 m., pero acusando frecuentes y marcadas variaciones altitudinales, sucede un segundo tramo, entre el Pico Colines y el Tambarón, en que las culminaciones se disponen sin un orden tan definido, separadas frecuentemente por depresiones de dimensiones bastante variables, que constituyen en algunos casos pequeñas vegas (Vega del Rebezo, Vega Socellares); las altitudes sólo oscilan aquí entre los 1.995 m. de La Silla y los 2.162 m. del Ranchón y, también a diferencia del sector meridional de la alineación, la vertiente que, de forma casi continua, aparece cortada a pico es la que mira a Asturias; así, las cumbres comprendidas entre Peña Cigacha y el Tambarón presentan en su vertiente quirosana impresionantes paredes rocosas que salvan entre 400 y 600 m. de desnivel.

La topografía de las tierras situadas al E. de la alineación de cumbres presenta igualmente contrastes significativos, de modo que mientras bajo estas inclinadas paredes rocosas se alarga, más o menos paralelamente, el alto valle de Ricabo -con un perfil longitudinal de entre 11º y 12º de inclinación media-, al S. el relieve está caracterizado por la presencia en las zonas más elevadas de depresiones calcáreas separadas entre sí por afilados espolones y, al igual que ellos, orientadas generalmente al NE.; es lo que en la toponimia manejada por LUEJE (1958) y en la cartografía topográfica más reciente (F.E.M., 1975) se denomina con el nombre de joyos.

La zona de joyos media entre la línea de cumbres y los valles que, al igual que el de Ricabo, han sido modelados en los materiales pizarrosos. El contacto entre estos dos conjuntos topográficos es más o menos gradual según los casos, estableciéndose a través de una sucesión escalonada de umbrales y cubetas o mediante inclinadas y estrechas canales (canales cimero y bajero de Peña Redonda).

En el sector central-septentrional, podemos distinguir dos conjuntos de depresiones calcáreas: los joyos que tienen su cabecera en la principal línea de cumbres (de Colines, Llongo, y de Cueva Palacios) y aquellas otras depresiones (Cheturbio, joyo de Siegalavá, Lleras de Requejo) que, con un rumbo más septentrional, hienden la vertiente N. de una línea de cumbres secundaria que, desde el vértice de El Siete (2.365 m.), en la cresta principal, discurre con rumbo aproximado SW-SE hasta el Tapiñón (2.115 m.). Entre ambos conjuntos se alarga hacia el N. una divisoria que parte de esta última alineación, estando constituída por la crestería del Fariñentu (2.179 m.) y el umbral que la une a Peña Arpín; dicha divisoria lo es de los valles que drenan respectivamente el primer y segundo conjunto de depresiones a que nos hemos referido y que son, por este or-

den, los de los ríos de la Foz Grande y de la Foz Pequeña. El primero de ellos recibe en su tramo con lecho pizarreño el nombre de puertos de Agüeria, constituyendo una amplia depresión con escasa pendiente longitudinal (entre 5º y 6º de media) y de trazado serpenteante, ya que del rumbo NE característico de los joyos de cabecera se cambia al NW hasta encontrar la masa de Peña Rueda y el umbral de Lingleo, que la une a la alineación principal, lo cual provoca una nueva rectificación de dirección al ENE en el sector precedente a la foz que da nombre al río y a lo largo de la que éste se encaja más de 300 m. en la masa calcárea de Peña Rueda y Peña Arpín, enderezando su rumbo aún más hacia el N. hasta su confluencia con el río de la Foz Pequeña; ambos dejan aislado el interfluvio de Peña Arpín, ya que el último también taja una garganta en la masa calcárea, aguas arriba de dicha confluencia. No obstante, su rumbo se mantiene en mayor medida, ya que desde su cabecera, donde toma la dirección NW., sólo dibuja un suave codo para adoptar en la Foz Pequeña la NE.; en el tramo con sustrato pizarroso, la caja del valle está menos marcada, aunque su pendiente longitudinal es tan débil como la de los puertos de Agüeria.

Al S. de la ya mencionada cresta El Siete-Tapinón, se alarga de W. a E. el valle de Tuiza; pese a que también podemos distinguir en él una zona alta, dispuesta en forma de circo y caracterizada por la presencia de una serie de joyos, el valle que discurre aguas abajo de éstos presenta un perfil transversal bastante más disimétrico que los anteriormente citados y su perfil longitudinal está accidentado por frecuentes, aunque poco importantes, rupturas de pendiente. Queda enmarcada la depresión por elevadas cumbres, todas ellas por encima de los 2.000 m. de altitud, si bien Peña Cerreos (2.078 m.), que la limita al S., no constituye una cresta, sino que consiste en la sucesión escalonada de W. a E. de tres pequeñas plataformas, limitadas entre sí por sendas paredes rocosas de fuerte pendiente pero escaso desnivel (unos 100 m. cada una); la más occidental de estas plataformas se inclina suavemente desde la cumbre hacia Poniente, mientras que las otras dos lo hacen hacia el Este, existiendo una transición casi insensible entre la plataforma inferior y, a Occidente, los puertos de Retuerto (fig. 1).

Sobre el fondo llano de la Vega del Meicín, destacan las pronunciadas pendientes que conducen a las cumbres; no se trata de rampas uniformes, sino que en su parte elevada aparecen los reducidos rellanos y hondonadas calcáreas a que hemos hecho mención (Joyos de la Cabra, Cinchas del Planón...), comunicando con el fondo de la cabecera por medio de pequeños valles, de los que el principal es el de Covarrubia. Aguas abajo, también están las vertientes del valle hendidas por inclinadas canales de mayor o menor anchura y profundidad, que en unas ocasiones desembocan en el fondo del valle y, en otras, quedan colgadas por encima de él (Portillín Fondero, Camiso Fondero, Pozos de Corrales).

El área montañosa situada al S. del valle de Tuiza presenta unas características topográficas distintas a las de los conjuntos hasta ahora descritos. La principal línea de cumbres se bifurca a partir de Peña Ubiña Grande, adoptando ambas ramas una disposición arqueada y convexa hacia el S.; la rama más septentrional es la que presenta una mayor continuidad, finalizando en La Tesa (1.905 m.) y encontrándose su punto más ba

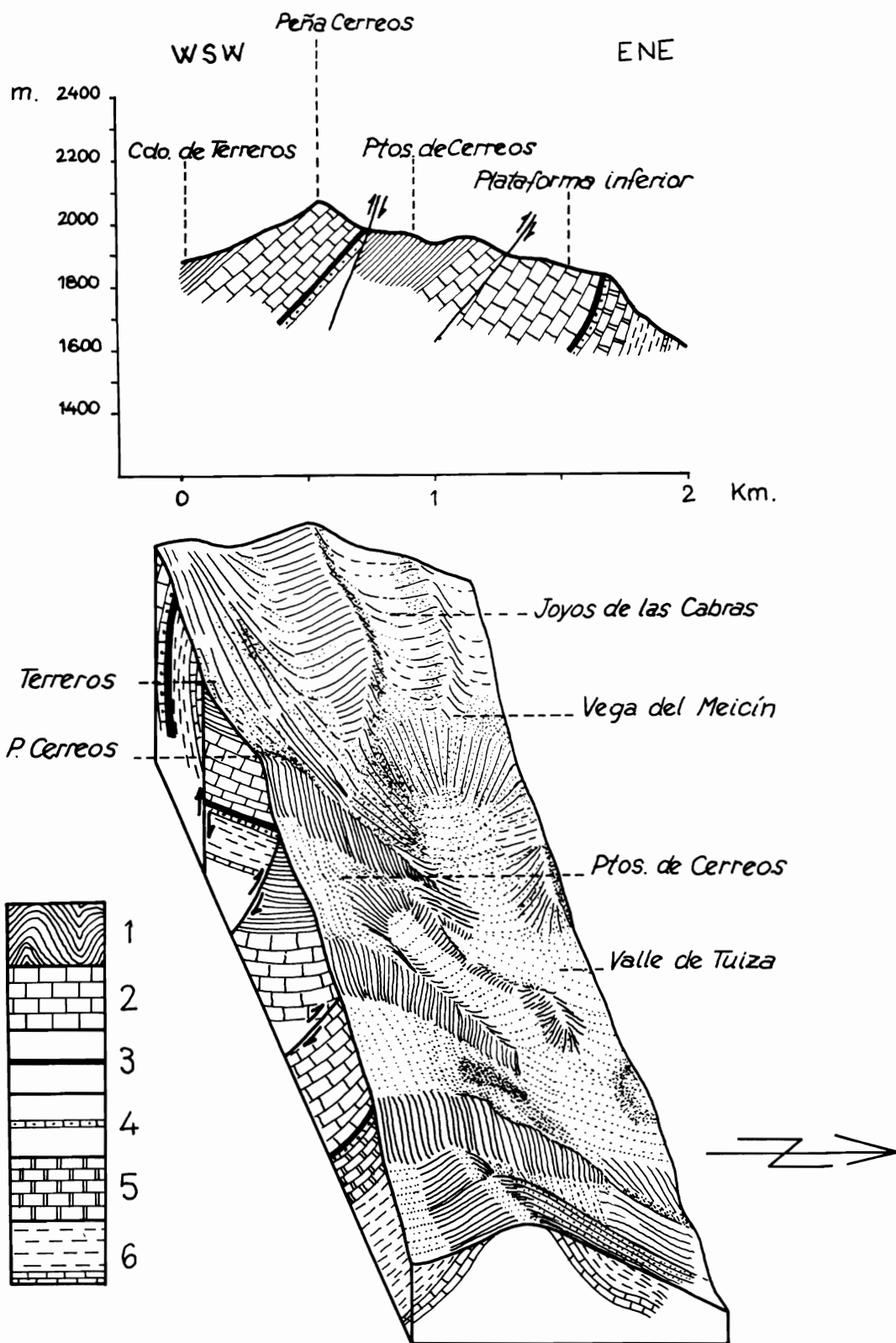


Fig. 1. Corte geológico y bloque-diagrama de Peña Cerreos. 1) Pizarras del Namurens-Westfaliense. 2) Caliza de Montaña (Namurens). 3) Formación Griotte (Viseense). 4) Areniscas de la Ermita (Frasense-Famennense). 5) Calizas de Santa Lucía (Emsense). 6) Formación La Vid (Gedinnense-Sieginense).

jo en el Alto del Palo (1.683 m.); la altitud de sus cumbres oscila entre los 2.078 m. de la ya mencionada Peña Cerreos y los 1.844 m. Sin embargo, la rama meridional, que transcurre por la cresta de Peña Ubiña Pequeña en su primer tramo, está tajada por el río Pinos, observándose a pesar de ello cierta continuidad entre ella y la Sierra de los Grajos. Ambas líneas de cumbres enmarcan una zona deprimida (puertos de Retuerto-Vega Candioches-puertos de La Cubilla-La Vallota), cuyo fondo se mantiene entre los 1.800 y los 1.700 m. aproximadamente y presenta, al igual que ellas, una disposición arqueada.

LA ESTRUCTURA GEOLOGICA

Los estudios geológicos recientes (JULIVERT, 1971; JULIVERT & MARCOS, 1973) se refieren a la existencia durante la orogénesis herciniana de tres grandes fases de deformación que afectaron a los materiales paleozoicos previamente depositados (1).

La primera de estas fases determinaría el desplazamiento hacia el interior del Arco Astúrico de parte de dichos materiales, configurándose así los grandes conjuntos cabalgantes.

Una vez que en esta misma fase de deformación se sobrepasó un cierto límite, parece ser que, sin solución de continuidad, comenzaron a formarse en una segunda etapa los pliegues longitudinales, así denominados por la posición de sus ejes respecto de los frentes de cabalgamiento; su disposición es, pues, arqueada en el conjunto de la Cordillera Cantábrica. Estos pliegues, que han verticalizado -e incluso invertido en muchos puntos- la superficie de dichos frentes, también afectan a los terrenos autóctonos.

A la primera fase de plegamiento, y como efecto del acortamiento transversal de los mantos al penetrar hacia zonas cada vez más cerradas del arco (MARCOS, 1968 b), le sucede otra que origina pliegues cuyos ejes se disponen en forma de abanico cerrado hacia el interior del mismo y que, por consiguiente, interfieren claramente con los anteriores. Los modos y resultados de estas interferencias han sido estudiados por JULIVERT & MARCOS (1973), quienes, basándose en análisis más concretos ya realizados y en los modos de interferencia expuestos por RAMSAY (1967), llegan a la conclusión de la presencia dominante, según las zonas, de dos tipos de interferencia, el 1 y el 2 de RAMSAY, referidos a una primera generación de pliegues que, respectivamente, presenta un plano axial próximo a la vertical (tipo 1) o con una vergencia marcada (tipo 2). En este último tipo, que, como veremos, es el de mayor interés para nuestro trabajo, los planos axiales primitivos son replegados, resultando de ello el actual trazado arqueado de los mismos (RAMSAY, 1967; JULIVERT & MARCOS, 1973).

Las dos últimas fases de deformación afectan igualmente a los terrenos autóctonos de la Cuenca Carbonífera Central; es en esta región estructural y en la de Pliegues y Mantos (más concretamente, en la Unidad de La Sobia-Bodón) donde queda comprendida la totalidad de la superficie del Macizo de Ubiña, determinando tal circunstancia la yuxtaposición en el conjunto del mismo de dos áreas litológica y tectónicamente diferenciadas cuyas características definimos a continuación.

A. Los grandes conjuntos litoestratigráficos

Entre el Cámbrico y el Devónico quedan comprendidos los materiales que tan sólo afloran en relación con el manto de cabalgamiento de Bodón. A partir de la Formación Láncara, cuyos materiales calcáreos constituyen el nivel de despegue, y hasta las Areniscas de San Pedro, que establecen la transición entre el Silúrico y el Devónico, se observa una alternancia de paquetes competentes e incompetentes; teniendo en cuenta la coincidencia a grandes rasgos entre la competencia de los materiales y su resistencia a la erosión, también puede hablarse de una sucesión litológica alternante de paquetes resistentes y de formaciones más o menos delezables, si bien en éstas pueden distinguirse frecuentemente los tramos pizarrosos de los areniscosos y cuarcíticos que, aunque por su alto grado de estratificación son menos resistentes que los conjuntos masivos, tienen una mayor consistencia que los primeros.

Hay que recordar que en la Cuenca Central es característica la no aparición en superficie del Devónico (JULIVERT, 1971), por lo que los materiales de dicha edad sólo afloran en el borde de la mencionada región estructural. A ello hay que añadir, por una parte, el escaso desarrollo que tales materiales presentan aquí, debido a la posición relativamente septentrional del Macizo dentro de la Zona Cantábrica, y, por otra parte, el hecho de que en el afloramiento de la margen izquierda del valle de Tuiza, correspondiente al borde de la Cuenca Central, no se encuentra presente la Formación Santa Lucía, constituida por unas calizas grises de edad Emsense cuya importancia morfológica ya ha sido reseñada por MUÑOZ JIMENEZ (1980).

Así pues, la sucesión estratigráfica del Devónico queda considerablemente simplificada, estando integrada en su mayor parte por la Formación La Vid, que tiene una edad Gedinnense-Sieginense y está caracterizada litológicamente por la presencia de dolomías y calizas bastante estratificadas en la parte inferior y la existencia en la superior de cierto espesor de pizarras, que hacia el techo llevan intercalados algunos niveles calcáreos. La potencia total de este conjunto en la margen izquierda del valle de Tuiza es imposible de calcular con exactitud, debido a que el afloramiento tiene lugar en el seno de apretados pliegues, pero puede estimarse en unos 100 m.

Las Areniscas de Naranco (Givetense-Couvinnense) están ausentes, tanto del autóctono de la Cuenca Central como de los materiales integrados en el Manto de Bodón, por lo que existe una laguna estratigráfica entre la Formación Santa Lucía (Formación La Vid, en el caso de la Cuenca Central) y el pequeño espesor de areniscas (1 m. o menos, según MARCOS, 1968 b) correspondiente a la Formación Ermita, de edad Frasnense-Famennense (2).

Entre el Devónico y el Carbonífero se establece la transición a través de unos pocos metros de calizas blancas, a las que siguen, en este orden, las pizarrillas rojas, radiolaritas y típicas calizas nodulosas rojas que componen la Formación Griotte, de edad Viseense, cuya potencia total ha estimado MARCOS (1968 b) en unos 10-20 m.

Así pues, pueden aplicarse al Devónico y niveles basales del Carbonífero las características litológicas ya atribuidas al primer gran

grupo estratigráfico alóctono: los materiales calcáreos de la base de la Formación La Vid, por su alto grado de estratificación, son muy propicios para la acción del hielo y otros agentes erosivos; el tramo pizarroso que se les superpone es aún más deleznable y especialmente sensible a la acción de la arroyada y de los deslizamientos de nieve. Sobre él, quedan siempre en resalte las Calizas de Santa Lucía, dando lugar frecuentemente a escarpes subverticales, debido a la disposición de éstas en las zonas cercanas a los frentes de cabalgamiento. En gran medida, las Areniscas de La Ermita y la parte basal del Carbonífero tienen un comportamiento análogo al del tramo calcáreo de La Vid.

Si hay un material que caracteriza el Macizo de Ubiña, éste es, sin duda, la Caliza de Montaña, que presenta aquí un espesor de alrededor de 500 m. Esta característica formación, de edad Namurensis, no se distingue, sin embargo, por unos rasgos litológicos completamente homogéneos. Aparte de la existencia de algunas áreas dolomitizadas, hay que reseñar el diferente grado de estratificación que se observa en el conjunto calcáreo; así, frente a unos tramos inicial y final en los que aquélla es bastante delgada, existe una masa intermedia que, sin ser compacta como la de otros conjuntos montañosos de la Cordillera Cantábrica (Picos de Europa, p. ej.), se presenta en capas de mayor espesor; estas diferencias de estratificación se manifiestan en disarmonías de detalle, observables en algunos pliegues (fig. 4) y son de gran importancia en la respuesta diferencial a los agentes erosivos.

Constituye el conjunto de los materiales autóctonos hasta ahora citados lo que LLOPIS (1955) denomina el "reborde precarbonífero" de la Cuenca Central; éste, a pesar de sus particularidades, ofrece globalmente una mayor consistencia que la Formación San Emiliano, integrada por el gran espesor (1.200 m., aprox.) de materiales principalmente pizarrosos que se le superponen estratigráficamente y que ha sido datado en el Namurensis Superior-Westfaliense A, pues éste se muestra especialmente deleznable a pesar de los ocasionales bancos duros, calcáreos o areniscosos, que en él se intercalan.

Cierra esta sucesión litológica alternante el relativamente pequeño espesor de pudingas estefanenses, que, de modo discordante, descansa sobre calizas y pizarras al pie de la vertiente leonesa de la alineación principal; aunque más resistente que las pizarras del Namurensis-Westfaliense, su debilidad se centra en los espacios existentes entre los cantos cuarcíticos, ya que el cemento intersticial resulta comparativamente más atacable que ellos. En este conjunto litológico dominante, se intercalan algunas capas de carbón y pizarras que no introducen grandes cambios debido a su escasa potencia.

B. La Tectónica

La situación del Macizo de Ubiña dentro del conjunto hercínico cantábrico es bastante particular, ya que, por una parte, este conjunto montañoso se sitúa sobre la bisectriz del ángulo que forma el Arco Astúrico y, por otra, participa, como ya hemos dicho, de dos regiones estructurales claramente diferenciadas: la de Pliegues y Mantos y la de la

Cuenca Carbonífera Central, cuyas vergencias son opuestas, estando integrada la primera en lo que LLOPIS (1964) llamó las Astúridas Occidentales, de vergencia centrípeta respecto del trazado del arco, y la segunda en las Astúridas Orientales, de vergencia centrífuga. No obstante, en la primera de estas regiones tan sólo se integra una pequeña porción del Macizo, que, por añadidura, ha sido la menos afectada por el glaciario cuaternario.

Ambos sectores están separados por un importante accidente tectónico, la Falla de León ("León line" de DE SITTER), que a una escala aún menor marca el límite entre los dos grandes mantos de cabalgamiento de La Sobia y Bodón (MARCOS, 1968 a, 1968 b); dicha falla se incluye en el conjunto de deformaciones posthercinianas (3) y, más concretamente, en un subgrupo de fracturas jalonadas por terrenos de edad Estefanense B-C y con una dirección aproximada E-W (JULIVERT et al., 1971). Este es, en efecto, el rumbo que la Falla de León tiene hasta la Peña del Castiello, lugar donde corta de modo claro el frente de cabalgamiento -previamente verticalizado como efecto del plegamiento longitudinal- y a partir del que la línea de falla se dirige con rumbo NE-SW hasta la vertiente meridional de Peña Ubiña, donde pone en contacto la Formación La Vid con las pizarras del Namurense-Westfaliense (fig. 1); en dicho punto, describe una violenta inflexión y se dirige hacia el NW, hasta su gradual desaparición en tierras tevergas, estando jalonada generalmente en este último tramo por las pudingas del Estefanense, las cuales presentan un buzamiento convergente hacia la línea de falla; tal fenómeno es el efecto de movimientos verticales póstomos, durante los cuales los dos bloques se habrían levantado alternativamente (MARCOS, 1968 a, 1968 b).

1. Sector situado al S. de la Falla de León.- Constituye un conjunto vergente hacia el E. y el NE. En la zona próxima al frente del Manto de Bodón, la disposición monoclinial es la dominante, mientras que sólo una pequeña porción del Macizo queda integrada en la zona más retrasada, donde existe una estructura plegada. En el área de Peña Cerreos, una serie de cabalgamientos asociados al principal aumentan la extensión del dominio monoclinial; en el principal de ellos, la Caliza de Montaña se superpone a materiales de la misma naturaleza y edad, si bien éstos muestran una estratificación más fina, por lo que pertenecerían a un tramo estratigráficamente superior al de las calizas que se han desplazado por encima de ellos. Trátese de un cabalgamiento o de una falla inversa, en cualquier caso, el escarpe visible actualmente es de entre unos 50 y 100 m. Aún más al Oeste, se levanta el bloque que constituye la plataforma cimera de Peña Cerreos; dicho bloque presenta por sus bordes septentrional, oriental y meridional sendos escarpes de origen tectónico, mientras que a Poniente se hunde de modo concordante bajo las pizarras de los Puertos de Retuerto.

Tienen gran importancia en este sector las dos generaciones de pliegues. En primer lugar, el plegamiento longitudinal verticalizó los frentes de cabalgamiento y, así, algunos materiales situados en su proximidad, como las Calizas de Santa Lucía, han quedado en resalte a la manera de un hog back, fenómeno también observable en otras zonas próximas al Macizo (cf. MUÑOZ JIMENEZ, 1980, pág. 47). Por otra parte, los pliegues transversales accidentan localmente los frentes de cabalgamiento, provocando la apa

rición de inflexiones en planta y pequeños abombamientos en alzado; en el dominio de la estructura plegada, dan lugar, allí donde aparecen, a un conjunto de domos y cubetas, al interferirse con los longitudinales (tipo 1 de RAMSAY; cf. MARCOS, 1968 b y JULIVERT & MARCOS, 1973).

Se yuxtaponen, en suma, bandas de diferentes materiales con buzamiento muy fuerte en el dominio monoclinal, sucediéndose alternativamente las bandas duras y las blandas, mientras que en el sector en que la estructura es plegada, esta sucesión se repite a uno y otro lado del eje de los pliegues o del centro de domos y cubetas, salvo en el caso de Peña Cerreos, en que los cabalgamientos secundarios interrumpen los pliegues, redoblando en algunos lugares la potencia original de las formaciones rocosas.

2. Sector situado al N. de la Falla de León.- Aquí se extiende un conjunto plegado sobre materiales autóctonos de la Cuenca Central y vergente al SW.; en él se pueden distinguir ciertas peculiaridades:

a) Debidas a las propias características de los pliegues longitudinales, que están integrados mayoritariamente en un anticlinorio disimétrico, en el que el anticlinal principal se encuentra desplazado hacia el W. (cortes I, II y III de la fig. 2):

-Su rumbo axial dominante, el NW-SE, con incurvaciones hacia los extremos de los ejes, influye decisivamente en el trazado de los afloramientos de los distintos materiales.

-La clara vergencia al SW., unida a la tendencia al estilo isoclinal, hace que el buzamiento de las capas sea, sobre extensas áreas, uniforme, si bien esta uniformidad se refiere más al sentido del buzamiento que a los valores de inclinación, que oscilan por lo general entre los 60° y los 70° en los flancos de los pliegues. No obstante, la vergencia está mucho menos marcada en el sector N. del pliegue principal (del Pico Pachón al Tambarón).

-El hundimiento generalizado de los pliegues hacia el N. ejerce una influencia más o menos directa, que consiste en la desaparición paulatina de los pliegues secundarios en la dirección del hundimiento (cf. cortes I, II y III de la fig. 2) y también en el decrecimiento altitudinal que, de SE a NW., se observa en la alineación principal a partir de la Horcada del Fontán. Este hundimiento tiene asimismo una influencia indirecta, "controlando" la repartición superficial de los diferentes materiales; así, los de edad devónica, que afloran invariablemente en el núcleo de los anticlinales en el extremo SE. de sus ejes, no aparecen en superficie al N. de la cresta El Siete-Tapinón y los sinclinales, cuyos núcleos acogen, al S. de esta misma cresta, parte del tramo masivo de la Caliza de Montaña, se encuentran ocupados al N. de aquella por calizas más estratificadas e incluso por las pizarras del Namurense-Westfaliense en el extremo septentrional de sus ejes, disponiéndose a modo de ramificaciones del sinclinal de Agüeria.

-Su estilo es apretado, tanto más cuanto más al S. nos encontramos, de modo que en el sector meridional resulta casi imposible la representación cartográfica exhaustiva de dichos pliegues a una escala 1:25.000. Este estilo apretado provoca que los materiales más plásticos, los correspondientes al Devónico y base del Carbonífero, actúen disarmonicamente con res

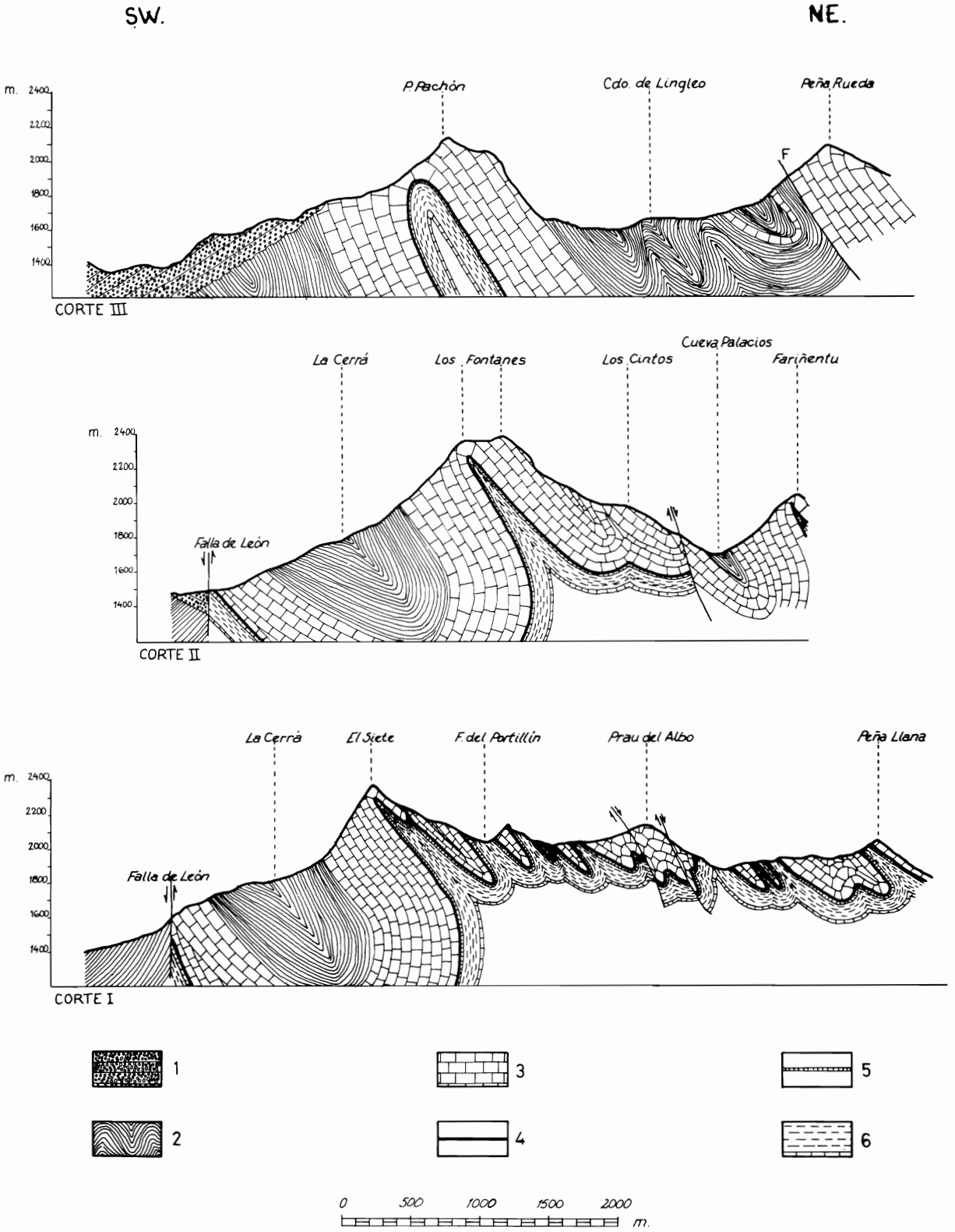


Fig. 2. Cortes geológicos de los sectores central y septentrional del Macizo de Ubiña. 1) Pudingas del Estefanense. 2) Pizarras del Namurense-Westfaliense. 3) Calizas de Montaña (Namurense). 4) Formación Griotte (Viseense). 4) Areniscas de La Ermita (Frasnense-Famennense). 6) Formación La Vid (Gedinnense-Sieginense). (Los cortes están numerados de S. a N.).

pecto a la Caliza de Montaña.

La misma diferencia en el grado de competencia de los materiales hace que los sinclinales tiendan a preservar su núcleo calcáreo, mientras que los anticlinales quedan pinzados (fig. 2 y 4), especialmente en el sector meridional del conjunto plegado.

b) Debidas a la interferencia con una serie de pliegues transversales; el plegamiento cruzado corresponde al tipo 2 de RAMSAY (MARCOS, 1968 b; ALLER, 1981), por lo que éstos arquean los planos axiales de los pliegues longitudinales y originan ligeros abombamientos, como el del umbral de Lingleo.

c) Causadas en algunos puntos determinados por la presencia de fallas de dimensiones variables entre los 2 km. de la falla Tapinón-Peña del Castiello y las fallas menores de dimensiones hectométricas, que accidentan muy localmente la estructura plegada. La mayoría de ellas presenta rumbos comprendidos entre el NW.-SE. y el NNE.-SSW., y su densidad es mayor allí donde el estilo del plegamiento es más apretado. Se trata casi siempre de fallas normales y con un buzamiento subvertical hacia el E.

Las fallas que cortan claramente los pliegues parecen estar limitadas a determinadas zonas, siendo abundantes e importantes en el anticlinal de Peña Rueda (ALLER, 1981; MARTINEZ ALVAREZ et al., 1968) (4).

Mención especial requieren las fallas producidas en el contacto entre la Caliza de Montaña y las pizarras del Namurense-Westfaliense, probablemente causadas por el comportamiento diferencial de dichos materiales durante el plegamiento. Sin embargo, hay ocasiones en que las fallas cortan oblicuamente dicho contacto y en este caso, que se da en la vertiente septentrional del Fariñentu, estarían relacionadas, de nuevo, con los pliegues longitudinales.

ESTRUCTURA GEOLOGICA Y RELIEVE

Los primitivos caracteres estructurales se mantienen, en lo esencial, a pequeña escala; a media escala, los diferentes sistemas morfológicos han dado lugar a formas que no son estructurales, pero que pueden definirse en sus relaciones con la estructura de un modo sistemático (fig. 3).

1. Sector alóctono (Manto de Bodón).- La contigüidad de estrechos afloramientos de las bandas de materiales involucrados en el cabalgamiento impiden un máximo aprovechamiento de los contrastes litológicos; así, dominan las depresiones anaclinales, posiblemente en relación con accidentes de rumbo transversal al frente del manto, mientras que, según la mayor o menor resistencia de los materiales, éstos aparecen en resalte (Peña Parda, p. ej., sobre la Cuarcita de Barrios) o forman rellanos. Sin embargo, en la zona de mayor interés para nuestro trabajo (Peña Cerreos), el relieve está caracterizado por una sucesión de rampas anaclinales limitadas por sendos escarpes; el más oriental de los mismos es el resultado de una acción erosiva diferencial, que ha respetado las Calizas de Santa Lucía y, por el contrario, ha incidido con cierta fuerza en los más deleznable materiales de la Formación La Vid; el occidental es, como

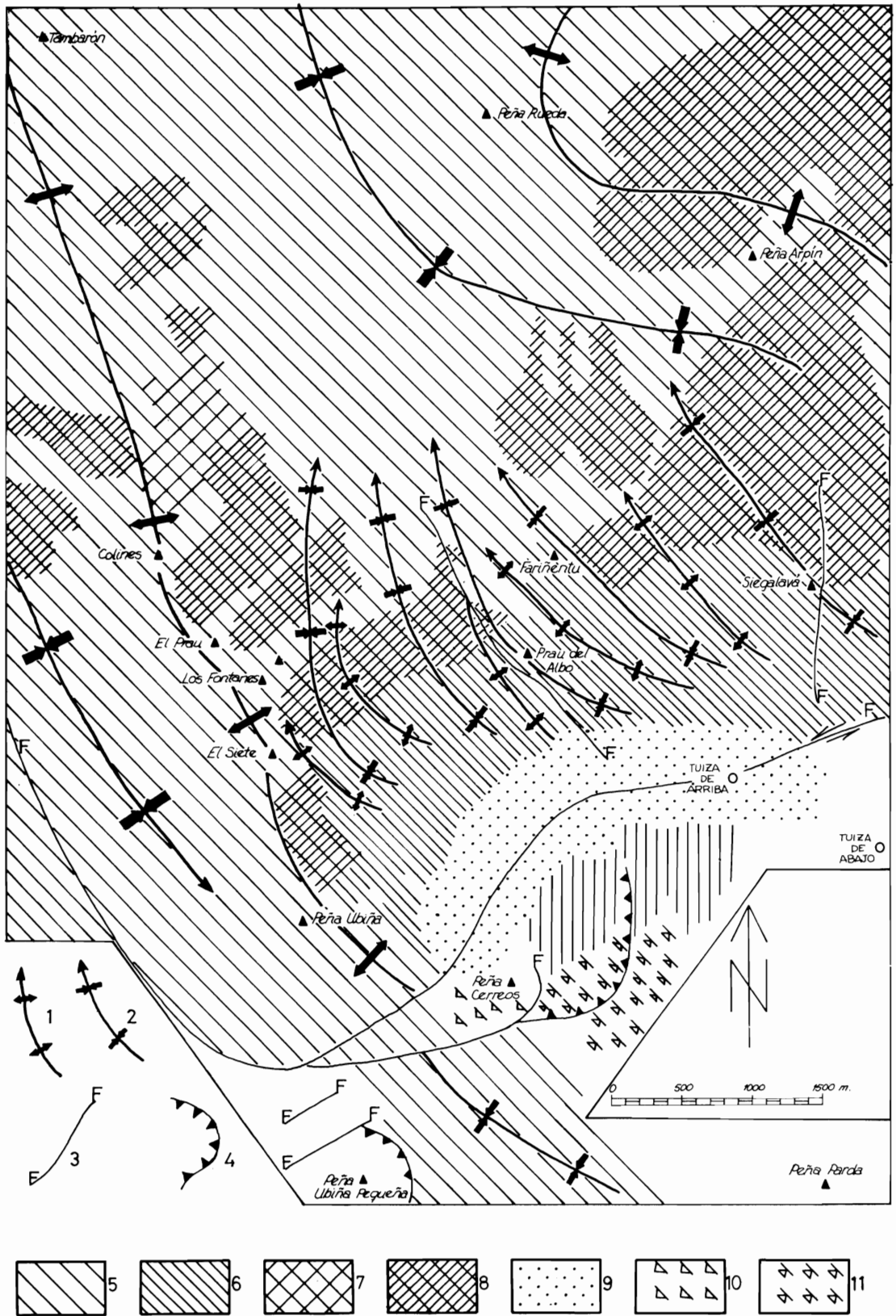


Fig. 3. Conjuntos estructurales y relieve en el sector del Macizo de Ubiña ocupado por los hielos durante el Pleistoceno. 1) Eje anticlinal. 2) Eje sinclinal. 3) Falla. 4) Frente de cabalgamiento. 5) Relieve plegado conforme. 6) Relieve plegado inverso. 7) Depresión de culminación anticlinal. 8) Depresión de rumbo perpendicular u oblicuo al eje de los pliegues. 9) Depresión de línea de falla. 10) Rampa cataclinal. 11) Rampa anaclinal. (Trazado de los accidentes tectónicos mayores, según MARCOS, 1968 b).

ya se ha dicho, de origen tectónico; también tiene este origen el escarpe que delimita la rampa cimera, dispuesta, a diferencia de las anteriores, cataclinalmente.

En la zona de estructura plegada, el relieve es conforme, estando constituidos los valles sinclinales por pizarras del Namurenses-Westfaliense (depresión La Vallota-valle de Pinos) y quedando dominados por los anticlinales en Caliza de Montaña. Localmente, los pliegues transversales provocan umbrales que individualizan cubetas dentro de esta depresión alargada. No obstante, algunos cabalgamientos pueden accidentar esta zona más retrasada del manto y tal sería el caso de la escama de Peña Ubiña Pequeña.

2. Sector autóctono (Cuenca Central).- Predomina aquí, como dijimos, la estructura plegada. Sin embargo, la relación del relieve con ésta puede variar de unas zonas a otras; así, mientras en las áreas donde aflora el Devónico y base del Carbonífero en los núcleos anticlinales nos encontramos con un relieve invertido, en aquellas otras donde -debido a la relajación del estilo de plegamiento y al hundimiento de los ejes de los pliegues- estos materiales no aparecen en superficie, esto es, al N. de la cresta El Siete-Tapinón, el relieve es conforme. Creemos, no obstante, que el peso de la tectodinámica es muy destacable en ambos casos, aunque, dada la coincidencia entre el grado de competencia y el de resistencia de los materiales, este factor quede encubierto. Así, el puzamiento de los materiales pudo provocar un reventamiento de éstos en las zonas de charnela, mientras que los núcleos calcáreos de los sinclinales se compactaron y vieron aumentada de este modo su resistencia.

El carácter conforme del relieve de los sectores central y septentrional, por otra parte, fue predispuesto durante la orogénesis herciniana, debido al comportamiento relativamente independiente de las pizarras del Namurenses-Westfaliense respecto de la más competente formación de Caliza de Montaña.

La influencia de los diferentes sistemas morfogénéticos ha sido más determinante en el origen de las depresiones de rumbo perpendicular a las estructuras hercinianas, aunque éstas también dependan en cierta medida de las líneas de debilidad tectónica (cabalgamientos y fallas, fundamentalmente). En el conjunto de estas depresiones cabe distinguir, en primer lugar, las gargantas que inciden perpendicularmente sobre el núcleo calcáreo del anticlinal de Peña Rueda (Foces Grande y Pequeña), que en un caso (Foz Pequeña) extienden su influjo a zonas más retrasadas.

Por otro lado, existe un cierto número de depresiones cataclinales en la vertiente asturiana (zona de joyos) (figs. 4 y 9), mientras que en la vertiente occidental los valles anaclinales son mucho menos importantes. Entre ambos grupos se extiende la alineación principal, que constituye un mont; en la zona de charnela del pliegue anticlinal correspondiente, se localizan con alguna frecuencia, sobre todo en el tramo más septentrional, algunas depresiones de tamaño reducido, que en ocasiones pueden tener muy poca profundidad y representar sólo aplanamientos en la línea principal de cumbres.

El conjunto monoclinal de las pudingas estefanenses se pre-

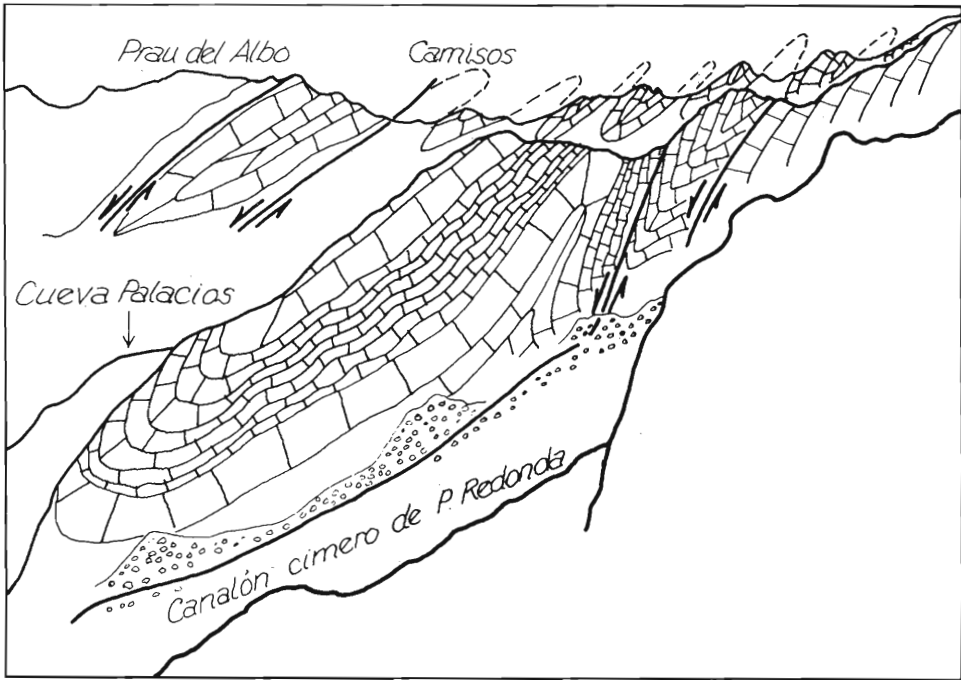


Fig. 4. Vista hacia el SW. desde Peña Cigacha. Pliegues secundarios del anticlinorio de Ubiña.

senta como una rampa alargada de SE. a NW. bajo la alineación principal. En dicha rampa han incidido de forma local algunos arroyos, creando estrechos pero poco profundos valles que discurren cataclinalmente.

DESCRIPCION DE LOS APARATOS GLACIARES

Con el fin de determinar la forma e intensidad del glaciario pleistoceno en el Macizo de Ubiña, se hace necesario describir de modo detallado los aparatos glaciares que en él se asentaron y actuaron morfogénicamente, para lo que nos hemos servido de los restos morrénicos conservados, en mejores o peores condiciones, hasta nuestros días.

En función de su tamaño, podemos distinguir el conjunto de los cuatro grandes aparatos glaciares -de S. a N., el glaciar de Cerreos y el de Tuiza (Alto Huerna) y los de la Foz Pequeña y la Foz Grande (Alto Lindes)- de un segundo grupo de glaciares menores, en el que hemos incluido tanto los lentejones de hielo como los pequeños glaciares de circo que quedaban colgados por encima de los principales valles (5).

Glaciar de Cerreos (I)

Este aparato glaciar supone una excepción en el Macizo, no sólo por las características de la estructura geológica sobre la que se asienta, hecho ya mencionado, sino también por sus peculiaridades dinámicas. En efecto, sobre la plataforma intermedia de esta mole rocosa, a 1.900-2.000 m. de altitud, se acumularon grandes cantidades de nieve, formándose en este lugar un pequeño casquete de cuya escorrentía centrífuga sería testimonio el cordón morrénico situado en el borde meridional de la plataforma, sobre el collado que domina los puertos de Retuerto. Dicha superficie se encuentra resguardada al W. por la plataforma cimera, inclinándose en su centro hacia el E. (figs. 1 y 6). No obstante la pequeña extensión de este área de alimentación, el hielo acumulado fluía en varias lenguas, principalmente al N. y NE. y, aun así, todavía le restaban fuerzas para salvar los cortos escarpes meridional y oriental de la plataforma a través de estrechas canales, contribuyendo de esta forma a la alimentación de la plataforma inferior, que, al encontrarse comunicada con los puertos de Retuerto, también se beneficiaba del suministro de hielo por parte de este campo de nevé. Esto favorecía el desarrollo de pequeñas lenguas aún más al E.; la más oriental de ellas ha dejado restos morrénicos frontales en la cabecera del Huerna, siendo cortados por la carretera que, desde este valle, asciende al Alto del Palo. Sin embargo, en el extremo septentrional de la plataforma inferior, el escarpe era lo suficientemente vertical y los hielos estaban lo suficientemente mermados como para que la corriente quedase interrumpida, desmoronándose hacia el E. en bloques; estos séracs caían sobre un pequeño umbral de origen estructural, dando lugar aquí a un glaciar regenerado, formado por dos cortos ramales, divergentes justo al pie del escarpe y dirigidos a ambos lados, N. y S., del umbral; el ramal meridional abandonó un reducido arco morrénico a unos 150-200 m. de aquél, mientras que el septentrional recorría el doble de esta distancia antes de depositar una morre

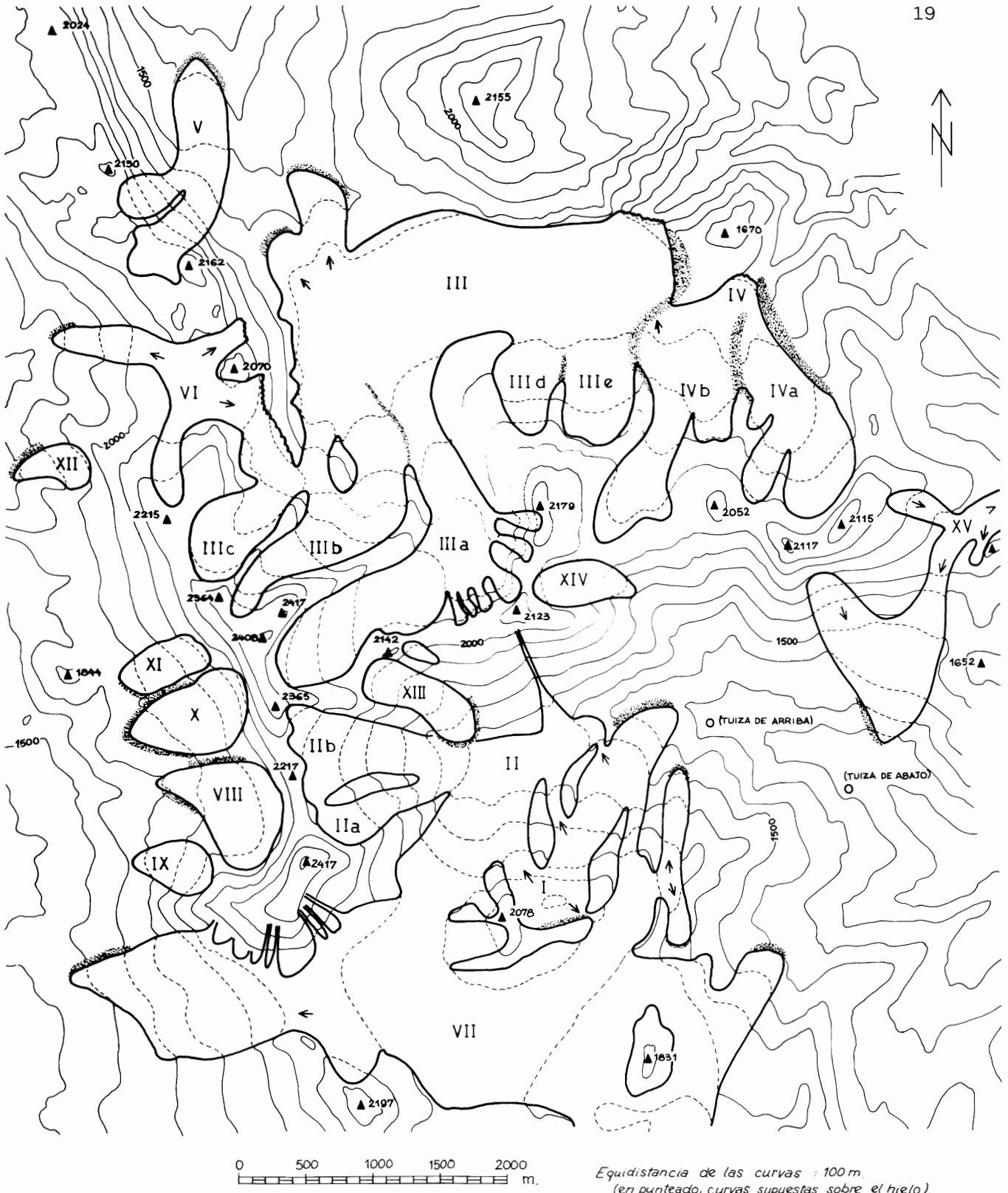


Fig. 5. Localización de los glaciares pleistocenos en el Macizo de Ubiña (fase de máximo - avance). I) Glaciar de Cerreos. II) G. de Tuiza. IIa) G. de las Cabras. IIb) G. de Covarrubias III) G. de la Foz Grande. IIIa) G. de Cueva Palacios. IIIb) G. Llargo. IIIc) G. de Colines. IIId) y IIIe) G. de la cara N. del Fariñentu. IV) G. de la Foz Pequeña. IVa) G. de Tapinón. IVb) G. de Cheturbio. V) G. de Llaseiro. VI) G. del Rebezo. VII) C. de nevé de Retuerto. VIII) G. de Llanos del Fontán. IX, X, XI y XII) Lentejones de hielo de la vertiente Occ. XIII) G. del Portillín. XIV) G. de Corrales. XV) G. del Forcau.

na que, aunque bastante degradada, presenta un considerable espesor; unos 50 m. por encima de ésta, se conserva un arco morrénico más completo y aún más espeso, habiendo quedado cubierto el trecho de artesa que lo separa del citado umbral por abundantes bloques de tamaño considerable (fig. 6).

Otra lengua se desarrolló en este mismo extremo de la plataforma inferior, pero ciñéndose al escarpe que la limita a Poniente y confluendo, en la época de máximo avance, con la lengua principal, que descendía hacia el NE. desde los puertos de Correos.

Dicha lengua drenaba la mayor parte del hielo formado en el área de alimentación, alcanzando una longitud de aproximadamente 1 km. y medio desde ésta hasta su frente, a unos 1.300 m. de altitud y en la margen izquierda del valle de Tuiza -esto es, en la vertiente opuesta a la de donde provenía-, en la que dejó espectacularmente empotrada una morrena terminal; así pues, este "emisario" obstruyó el mencionado valle durante algún tiempo (6). A la salida del área de acumulación, los hielos se encajaban en las calizas al salvar el escarpe nororiental de la plataforma intermedia, lo cual favorecía en esta zona una sobreacumulación, que terminó por producir una difluencia hacia la Vega del Meicín, a través de una pendiente más abierta y de menos inclinación que la que el cauce principal tenía en el mencionado encajamiento (fig. 6).

Pero no era éste el único fenómeno de tal naturaleza, ya que por debajo de dicho tramo, y debido probablemente al efecto compresivo generado por el empotramiento del frente de la lengua, se producían dos divergencias de menor entidad, que han dejado como testimonio sendos collados característicos, en los que se pueden encontrar abundantes restos morrénicos (fig. 7).

A partir de la fase de máximo avance, y desaparecidas con ella las lenguas menores, tanto la lengua principal como la que era producto de la difluencia hacia la Vega del Meicín fueron abandonando sucesivas morrenas correspondientes a las más o menos cortas fases estacionarias, o de pequeños avances, dentro del retroceso generalizado. Así, la lengua principal depositó, hielos abajo del encajamiento, unas morrenas laterales que se han conservado magníficamente; éstas interrumpen el paso tanto hacia los collados de difluencia como hacia la ya citada canal afluyente que desciende de la plataforma inferior, y corresponden a una etapa en que el frente de los hielos estaba situado a 1.450 m.; aparecen adosadas a éstas otras más reducidas en altura y longitud y que corresponden a un frente unos 80 m. más alto que el anterior, es decir, situado a 1.560-1570 m. de altitud (figs. 6 y 7).

La mayor lengua difluente, por su parte, depositó gran número de alineaciones morrénicas (fig. 8), lo cual permite reconstruir con cierto detalle el proceso de deglaciación. En primer lugar, se han conservado varios cordones poco importantes y todos ellos alargados de SSW. a NNE.; son testimonio de una fase de retroceso relativamente rápido en la que esta lengua aún sería tributaria del glaciar de Tuiza. Por detrás de ellos, y con su mismo rumbo, se localiza una acumulación morrénica más redondeada y con mucho mayor volumen, que constituiría un cierre co-



Fig. 6. Peña Cerreos desde el Tapinón. En segundo plano, Peña Ubiña Pequeña. Un espeso manto morrénico reproduce la forma de la lengua principal, en cuya margen izquierda se distinguen los collados de difluencia y los diferentes cordones morrénicos. En su margen derecha, pueden verse dos pequeñas artesas (cf. fig. 1); la situada más a la izquierda está labrada al pie de la plataforma inferior.



Fig. 7. Detalle de la lengua principal del glaciar de Cerreos (hacia el NW., aprox.). A ambos lados del fondo (en el que se distingue una pequeña turbera) aparecen dos niveles de aristas morrénicas, que en la margen izquierda interrumpen el paso hacia el collado de difluencia; es de destacar el aspecto fresco de dichas morrenas.

mún con dicho glaciario, a la vez que la prolongación de la morrena lateral derecha en la lengua que nos ocupa. A partir de esta fase de estabilidad, la lengua deja de aportar sus hielos al glaciario de Tuiza y se independiza relativamente del de Cerreos, conservándose a favor de la umbría que le proporciona el escape NE. de la plataforma cimera; de este modo, su morrena lateral derecha, que se conserva en muy buen estado, era, por encima de lo que en su momento había sido el collado de difluencia, la morrena mediana que separaba esta lengua de la principal. Tras esta fase, se

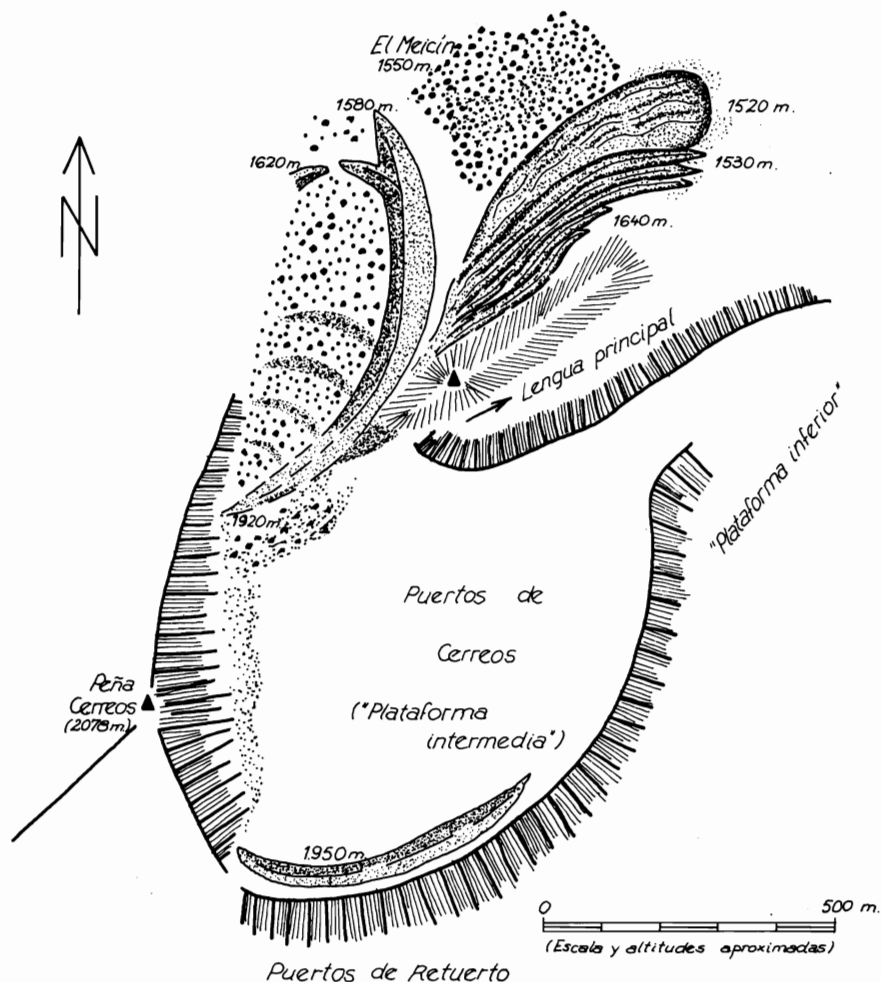


Fig. 8. Croquis del sistema morrénico de la lengua difluente del glaciario de Cerreos (escala aproximada).

produjo la definitiva desaparición de los hielos que cubrían la zona, aunque, tanto la gran cantidad de bloques morrénicos existentes en el último espacio ocupado por la lengua, como las bandas transversales que dibujan en algunos sectores, son testimonio de una prolongación de la vida de aquélla, gracias a su enterramiento bajo un manto rocoso; tal fenómeno también parece haberse dado en la lengua principal, ya que encontramos estas mismas bandas a unos 1.700 m. de altitud, al pie del tramo encajado.

Glaciar de Tuiza (II)

La cabecera del valle de Tuiza también constituía un lugar propicio para la acumulación de nieve, aunque en menor medida que los puertos de Cerreos, debido a la escasez de superficies poco inclinadas y a lo reducido de las existentes. No obstante, la cantidad de nieve acumulada en la vertiente oriental de la alineación principal era lo su ficientemente importante como para alimentar dos corrientes de hielo, glaciar de las Cabras (II a) y glaciar de Covarrubia (II b), que salvaban hacia el E. las fuertes pendientes existentes, hasta confluír en la Vega del Meicín. En este punto, a unos 1.600 m. de altitud, se les unía el pequeño glaciar que, alimentado por la reducida cuenca de los Puertos de Retuerto, atravesaba el collado de Terreros (VII a)(Fig. 6).

No parece que fuera posible esta unión para el glaciar del Portillín (XIII), que, acogido en un circo que se orienta al SE. y, por tanto, con un caudal muy mermado por la insolación, no llegaba apenas a aportar su reducido volumen de hielos al glaciar de Tuiza, a juzgar por el cierre morrénico que dejó colgado por encima del fondo del valle.

La Vega del Meicín era igualmente el punto en que, como dijimos, se producía la unión de la lengua difluente del glaciar de Cerreos con la del glaciar de Tuiza. Este, sin embargo, no continuaba su andadura mucho más allá, fundamentalmente debido a su deficiente alimen tación, que hacía que la línea de equilibrio se situara a mayor altitud; tal escasez no era subsanada por las difluencias laterales del glaciar de Cerreos ni por los aludes de nieve procedentes del Prau del Albo, por lo que la confluencia con la lengua principal de aquél, al menos a la vista del trazado de los restos morrénicos, no fue posible.

No obstante, la longitud del glaciar de Tuiza sobrepasaba ligeramente los 2 km. en la fase de máximo avance. Su retroceso fue pausado en una primera etapa, depositando el ya citado cierre común con la lengua difluente de Cerreos a unos 1.550 m. de altitud. Por detrás de es te cierre, hay, en la zona donde actualmente se asienta el refugio del Meicín, una acumulación caótica de bloques calizos que, según nuestras observaciones, se corresponden con un afloramiento de roca in situ, del que probablemente fuesen desalojados bloques durante la fase en que los hielos cubrían esta zona; a dicha acción se sumarían posteriormente los procesos de gelivación y karstificación, este último de modo especialmente intenso; debido a ello, resulta difícil precisar si el glaciar tuvo o no su frente en este punto, aunque en cualquier caso éste sucedería de forma inmediata al ya citado anteriormente, encontrándose además a una altitud similar.

A partir de este momento, el ritmo del retroceso se aceleró a causa de las fuertes pendientes que dominan la Vega del Meicín, y los cierres siguientes, ya muy reducidos en tamaño, se encuentran a 1.800 m. en el lecho glaciar de las Cabras y a unos 1.900-2.000 m. en el de Covarrubia. En ambos casos, la presencia actual de mantos morrénicos de topo graffía caótica, con depresiones debidas a la fusión del hielo, hacen pen sar en una última etapa en que dichos glaciares subsistieron como masas de hielo residuales, sepultadas bajo una capa de derrubios.

Por su parte, los hielos que descendían del collado de Terreros debieron experimentar un retroceso aún más veloz, ya que sólo se han conservado morrenas en su margen izquierda, confundándose éstas en la parte más baja con pequeños arcos de "morrenas de nevé", formadas a expensas de los derrubios procedentes de la vertiente oriental de Peña Ubiña.

En el mismo valle de Tuiza, encontramos aún dos pequeños glaciares más. El primero de ellos, el glaciar de Corrales (XIV), con unos 750 m. de longitud, se orientaba al E., acogido en los "pozos" de igual nombre y al pie mismo de la cumbre del Prau del Albo; aunque no se conservan restos morrénicos que lo confirmen, el frente de máximo avance debió situarse, a tenor del ligero cambio de perfil observable en el valle, a unos 1.800 m. de altitud, unos 100 por delante de la más baja morrena conservada (1.900 m. de altitud aprox.); detrás de éste, puede observarse otro pequeño cierre, 60 m. más alto.

El otro glaciar es el del Forcau (XV), que disponía de una reducida área de alimentación, asentada sobre la vega del mismo nombre, a unos 1.750 m., que se encuentra dominada al NW. por el Tapinón y al SE. por Peña Brita, y se alarga en dirección SW.-NE.; también había cierta acumulación de nieve en el nicho hoy observable en la ladera SE. del Tapinón. De esta zona salían dos lenguas, dirigidas respectivamente al NE. y al SW., y de ellas sólo ha dejado restos morrénicos esta última a 1.200-1.300 m. y a unos 1.500-1.600 m. La lengua que fluía hacia el NE., por su parte, se encontraba con pendientes de gran inclinación a unos 1.600 m. de altitud, lo cual favorecería su fusión y el consiguiente estancamiento del frente en esta cota.

Glaciar de la Foz Grande (III)

En la vertiente oriental de la cresta El Siete-Pico Colines se acumulaba una gran cantidad de nieve y el resultado de esta notable alimentación nival fue el desarrollo del aparato glaciar más importante del Macizo (unos 5 km. y medio, en la fase de mayor avance). Este glaciar era, en realidad, producto de la confluencia de tres lenguas de hielo, que, de S. a N., eran las del glaciar de Cueva Palacios (III a), glaciar Llongo (III b) y glaciar de Colines (III c). El primero y el último de ellos eran, por este orden, los que contaban con áreas de acumulación más importantes, mientras que el glaciar Llongo, como indica su propio nombre, tenía una cabecera excesivamente alargada, por lo que individualmente se podría definir a ésta como un tipo de transición entre el de glaciar de canalizo y el de glaciar de circo.

Las tres cuencas de recepción se orientaban hacia el NE. (fig. 9), pero las lenguas describían, a menor distancia de la cabecera cuanto más al N. se encontraran, una marcada inflexión, cambiando su rumbo al NNW.; así pues, estos glaciares tenían una forma arqueada y, en su conjunto, una disposición concéntrica, de tal modo que las longitudes de sus lenguas aumentaban de N. a S. (aprox., Colines, 1.250 m.; Llongo, 1.500 m.; Cueva Palacios, 2.500 m.).

El glaciar de Cueva Palacios se veía beneficiado, además de

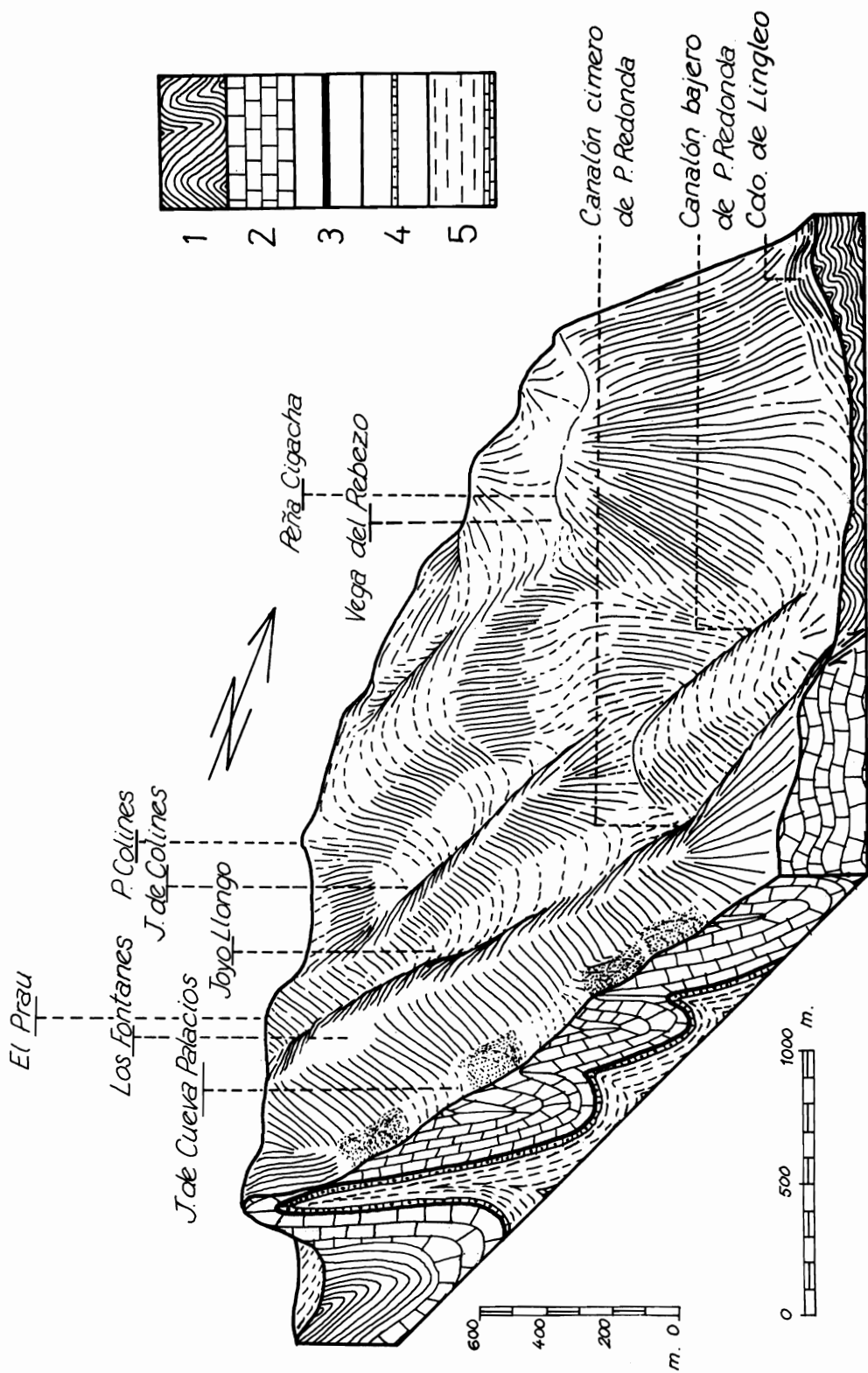


Fig. 9. Bloque-diagrama de la cabecera del lecho glaciar de la Foz Grande. 1) Pizarras del Namurense-Westfaliense. 2) Caliza de Montaña (Namurense). 3) Formación Griotte (Viseense). 4) Areniscas de La Ermita (Frasnense-Famennense). 5) Formación La Vid (Gedinense-Sieginense).

por la disposición de un área de alimentación más extensa, por la contribución a su caudal del pequeño glaciar de ladera formado en la vertiente septentrional de la cresta Canalón Oscuro-La Palazana y, más abajo de este lugar, por la nieve y el hielo que descendían a lo largo de los canales de la vertiente noroccidental de la cresta Prau del Albo-Fariñentu.

Una vez producida la confluencia, el glaciar de la Foz Grande recibía por el W. las caídas de séracs que tenían lugar en el borde oriental del glaciar del Rebezo (VI), del que hablaremos más adelante.

El rumbo que hasta este momento llevaban los hielos, el SSE.-NNW., estaba obstaculizado por el umbral de Lingleo, por lo que la lengua se veía obligada en este punto a girar al ENE., lo cual no obstaba para que -en las épocas de mayor aporte- parte de los hielos rebosara por encima del collado y difluyera hacia la vertiente noroccidental del umbral depositando en la cabecera del valle de Ricabo dos arcos morrénicos -a 1.650 y 1.500-1600 m. respectivamente- correspondientes a sendos frentes glaciares.

Una vez adoptado el rumbo a Oriente como resultado de la citada obstrucción, la lengua recibía desde el S., ya en su tramo final, el aporte de los hielos que albergaban los dos recuencos desarrollados en la cara N. del Fariñentu (III d y III e). Sin embargo, y pese al consiguiente aumento de caudal, el glaciar de la Foz Grande no disponía de la suficiente fuerza como para abrirse paso en el estrangulamiento del valle existente entre Peña Rueda y Peña Arpín, por lo que aquél finalizaba en un frente de pronunciada inclinación del que se desgajarían periódicamente bloques de hielo. Precisamente este efecto de compresión frontal pudo facilitar las difluencias del collado de Lingleo.

El retroceso de la lengua principal fue quedando jalonado por diferentes arcos morrénicos; de ellos, sólo se han conservado fragmentos aislados, más difícilmente reconocibles por cuanto que el suave modelado de las pizarras se confunde con ellos en ocasiones, debido a la presencia de una uniforme colonización vegetal. Pese a ello, los cortes causados por la acción fluvial y la solifluxión, y los bloques calizos que destacan en algunos lugares sobre la masa arcillosa, permiten identificar parte de estos restos morrénicos.

La morrena terminal correspondiente a la fase de mayor avance se apoyó, a unos 1.600 m., sobre el umbral situado entre el Fariñentu y Peña Arpín, lo cual ha aumentado el volumen aparente del depósito. Por detrás de ella, a unos 1.500-1.550 m. de altitud, se conserva, también en la margen derecha, un pequeño brazo de cierre. Posteriormente, se depositaron los restos morrénicos situados en la embocadura de la Foz Grande, a unos 1.400 m.; en relación con este mismo momento estarían las terrazas morrénicas que, unos 400 m. más al W. y en la margen izquierda, han quedado colgadas a unos 100 m. por encima del fondo del valle. Para entonces, se habrían individualizado los dos glaciares de la cara N. del Fariñentu, dejando sus arcos frontales a unos 1.600 m. de altitud, más arriba ya del umbral de confluencia.

Con toda esta primera fase de retroceso, en la que los hielos aún cubrían gran parte de los actuales pastizales de Agüeria, se corresponden las delgadas alineaciones de cantos y bloques calizos que han que-

dado abandonadas sobre las laderas pizarrosas del Fariñentu; sin embargo, no hemos visto la gran morrena lateral que han cartografiado tanto MARCOS (1968 b) como CARBALLO (1979), y que, a nuestro juicio, no es más que la margen derecha de la artesa en el tramo en el que el eje de la misma cambia su rumbo al E.; prueba de ello serían las incisiones de los arroyos que, descendiendo por esta ladera, han puesto al descubierto el sustrato pizarroso, sobre el que no existe más que una débil capa de arcillas y algunos cantos y bloques aislados.

El siguiente paso consiste en la individualización de las tres lenguas glaciares de cabecera. Así, los glaciares Llongo y de Colines depositaron sendos arcos morrénicos a las salidas de los canalones Cimero y Bajero de Peña Redonda, respectivamente. De ellos, el más importante es el que abandonó a unos 1.550 m. el glaciar Llongo y que, por su forma, corresponde a un frente con tres pequeños lóbulos (fig. 13).

El glaciar de Cueva Palacios, por su parte, depositó arcos frontales de menor entidad y a una altitud ligeramente superior (1.600-1.700 m.) (fig. 13).

De nuevo observamos cómo, a partir de este punto, la retirada de los hielos acelera su ritmo, debido principalmente a la acentuación de las pendientes. Así, el glaciar Llongo abandonó su siguiente arco frontal a unos 1.850 m. (300 por encima del anterior), en el pequeño rellano situado al S. del resalte rocoso de Peña Redonda, mientras que el de Cueva Palacios depositó el suyo a una altitud aún superior (1940 m.), aunque a una distancia similar de la cabecera.

Por detrás de este último límite, se repite en los tres casos el fenómeno común a la mayoría de los glaciares hasta ahora descritos: la gran abundancia de depósitos de ablación, principalmente en los Joyos de Cueva Palacios y en los de Colines, indica una última fase en que las corrientes de hielo quedaban convertidas en "glaciares negros"; ello no obsta para que puedan distinguirse, a 2.000-2.100 m. de altitud, los últimos arcos en las dos depresiones citadas, aunque su tamaño ya es muy reducido.

Cuando el cauce glaciar es lo suficientemente amplio, como en el caso de Cueva Palacios, la corriente de hielo en retroceso ya no puede llenarlo por completo y, así, puede observarse cómo las morrenas de ablación y los arcos frontales delatan un apego de los hielos a la umbría que les proporcionan la crestería de los Portillines y su continuación por las cumbres del Canalón Oscuro y La Palazana; la inflexión de los mencionados depósitos bajo estas últimas cumbres se debe a la presencia de un pequeño glaciar de circo afluente, que ya ha sido citado y depositó su propio cierre sobre el umbral de confluencia, a 1.900 m.

También como efecto del proceso de deglaciación, el glaciar de Colines dejó colgada en la margen izquierda de su cauce una gran terraza de materiales morrénicos; este depósito, correspondiente a una fase de máximo avance, es prueba del notable espesor que a lo largo de dicha etapa tenía al hielo (unos 100 m.) en la zona próxima a la cresta principal.

Glaciar de la Foz Pequeña (IV)

Correspondía este glaciar a un tipo similar al de la Foz Gran

de, pero alcanzaba en los momentos de máximo aporte una longitud sensiblemente inferior. Estaba formado por la confluencia de tres pequeños glaciares de circo, acogidos en la vertiente septentrional de la cresta Peña Llana-Tapinón (IV a), sumándose por el W. a la lengua resultante la que se desarrollaba entre el Fariñentu y Peña Llana (glaciar de Cheturbio, IV b), que a su vez recibía, en el tramo inmediatamente previo a la confluencia, la contribución del pequeño glaciar de la cara N. de Peña Llana.

En la unión de la lengua glaciar de Cheturbio con el glaciar principal, se desarrolló una potente morrena intermedia, que se ha conservado apoyada al pie de Peña Llana. La lengua resultante de la confluencia, sin embargo, no alcanzaba una gran longitud a partir de este lugar, ya que muy cerca de él se producía un efecto de compresión frontal similar al sufrido por el glaciar de la Foz Grande y, debido a la angostura de las calizas, los hielos no eran capaces de superar este punto, por lo que la longitud máxima de la corriente de hielo rondaba los 2 km., es decir, menos de la mitad de la de aquél.

Esta compresión favorecería la existencia de difluencias en el caso de existir un gran volumen de hielos y, de hecho, la parte posterior de la morrena de máximo avance funcionó durante cierto tiempo como una morrena mediana, cuyo trazado parece indicar un flujo del hielo desde el menor hacia el mayor de los glaciares.

Así pues, en los momentos de máximo aporte de hielos, el glaciar de la Foz Pequeña tenía su frente a una altitud próxima a los 1.500 m., depositando en esta fase dos grandes aristas morrénicas, una al W. y otra al E., siendo la primera de ellas común con el glaciar de la Foz Grande, aunque, después, cada una de las dos corrientes de hielo se independizaron totalmente, como indican los cierres que se han conservado, cada vez más retirados a Oriente; esta misma tendencia prosigue hasta que llega un momento en que ya no tiene lugar la confluencia de los glaciares de Cheturbio y el Tapinón. Probablemente el retroceso del primero de ellos fuese más rápido, abandonando un solo cierre -el situado por delante de El Llagu-, mientras que la retirada del segundo sería más pausada, quizás con pequeñas pulsaciones, depositando cierres poco potentes en la margen izquierda, a modo de ramificaciones de la antigua morrena intermedia, mientras que en la derecha sólo se ha conservado un delgado cordón morrénico, situado unos 30 m. de altura por debajo de la arista de la morrena principal, en la que se encaja, y cuyo extremo anterior -y, por tanto, el frente glaciar correspondiente- se sitúa a unos 1.600 m. El siguiente cierre claro no aparece hasta 500 m. más atrás (1.640 m. de altitud, aprox.) y ya corresponde en exclusiva al glaciar de circo del Tapinón, el cual depositó igualmente un último cierre unos pocos metros más alto (1.680-1.700 m.). A estos dos últimos arcos frontales corresponde, pues, una última fase en que los glaciares de Siegalavá y Peña Llana E. se individualizan, quedando colgados por encima del umbral de confluencia.

Glaciares menores

Aunque algunas corrientes de hielo de escasa entidad ya han sido citadas, haremos referencia en las siguientes líneas a las que aún he-

mos mencionado.

Al NW. del glaciar de la Foz Grande, se encontraban, del mismo lado de la alineación principal, dos pequeños glaciares de circo que vertían sus hielos hacia el valle de Ricabo; no obstante las inclinadas pendientes rocosas -cercas a los 45°- que aparecen entre dichos circos y el valle de Llaseiro -en la cabecera del Ricabo-, el pulido de la roca y la existencia de dos grandes canalizos atestiguan que las masas de hielo que ocupaban aquéllos pudieron salvar este desnivel en la fase de máximo aporte, mediante un tramo de cascada de séracs confluyendo en un lugar cercano a donde hoy se asienta la majada de Llaseiro y originando así la lengua glaciar a la que hemos dado el mismo nombre. El glaciar de Llaseiro (V) depositó unos arcos morrénicos muy poco potentes algunos metros más al N., a unos 1.360 m. de altitud. En la margen derecha de la lengua, justo al pie del escarpe rocoso, fueron depositados unos grandes bloques, que se han conservado como una acumulación caótica alargada de SW. a NE.; correspondería este depósito a un momento de recesión del glaciar. Más abajo de esta alineación, en el lugar sobre el que se desplomaban los hielos, éstos excavaron una cubeta, ocupada en otros tiempos por un lago y actualmente rellena casi en su totalidad por depósitos de turbera.

El retroceso de este glaciar hubo de ser necesariamente rápido aunque, antes de que los glaciares de circo que lo formaban se retirasen por encima del escarpe rocoso, pudo existir una etapa intermedia en que se depositaría la alineación de grandes bloques ya citada.

El glaciar del Rebezo (VI) también se asentaba sobre la alineación principal, en la alta vega del mismo nombre, a unos 1.900 m. de altitud (fig. 9), aunque su situación era más meridional. En realidad, la mayor parte de su superficie constituía un reducido campo de nevé, que hacia el E. alimentaba dos cortos brazos de hielo (VI a y VI b), cuyos frentes, como ya anticipamos, se rompían en bloques que caían sobre la margen izquierda del glaciar de la Foz Grande; hacia Poniente salía de él una corta y estrecha lengua (VI c) que depositó una pequeña morrena a unos 1.700 m.

El campo de nevé de Retuerto (VII), situado aún más al S., tenía mayor extensión y estaba alimentado de forma suplementaria por los aludes de nieve procedentes de la cara suroriental de Peña Ubiña. Suministraba hielo a la lengua más oriental del glaciar de Cerreos, como ya vimos, al igual que al glaciar de Terreros (VII a). A Poniente alimentaba un brazo que, tras pasado el collado de El Ronzón, vertía sus hielos hacia la vertiente suroccidental de Peña Ubiña; éstos, en su máximo avance, facilitado a su vez por el hielo y la nieve que descendían a lo largo de los canalizos existentes en lo alto de dicha vertiente, llegaron a alcanzar una cota próxima a los 1.400 m., quedando su frente, pues, a aproximadamente 200 m. sobre el lugar en que se asienta en la actualidad el pueblo de Torrebarrio. Durante el retroceso de esta lengua, quedaron depositadas a unos 1.600-1.700 m. de altitud las morrenas que STICKEL (1929) ya señaló en su corta referencia al glaciarismo cuaternario del Macizo de Ubiña.

De menor entidad aún eran los pequeños glaciares de circo y

lentejones de hielo que se formaron en la vertiente occidental de la alineación principal. El más destacable es el glaciar de los Llanos del Fontán (VIII), del que se conserva parte de su arco morrénico frontal, situado a unos 1.700 m. de altitud.

Inmediatamente al N. y apoyado sobre las paredes occidentales de la cresta El Siete-Horcada del Fontán, existía un lentejón de hielo(X), al pie del cual se fueron depositando unas guirnaldas morrénicas, muy probablemente originadas por el deslizamiento de los cantos y bloques arrancados por la gelifracción en la zona próxima a la cresta. Al menos otros tres lentejones de este tipo (IX, XI, XII), aunque de menor extensión, se apoyaron sobre la misma vertiente; todos ellos han sido también cartografiados.

LAS FORMAS DE ORIGEN GLACIAR Y SU RELACION CON LA ESTRUCTURA GEOLOGICA

De la interrelación de los factores estructurales, topográficos, climáticos, etc. con el propio flujo del hielo ha resultado un modelado glaciar (fig. 10) que, aunque pueda sintetizarse en una serie de caracteres generales, resulta original en cada uno de los lechos glaciares y, dentro de cada uno, en los diferentes tramos. Por ello, procederemos a detallar, a continuación, las principales formas de origen glaciar, especialmente las relacionadas con los procesos de excavación, puesto que a las de acumulación ya hemos hecho referencia en el anterior apartado.

Glaciar de Cerreos

Es sabido que en los glaciares de casquete -aun aplicando con reservas tal calificación al de Cerreos- la acción morfogenética queda reservada a los "emisarios" que, de forma centrífuga, fluyen desde el área de alimentación hacia la periferia. De ahí que de la disimetría en la distribución de estas lenguas emisarias se desprenda directamente, en el caso que nos ocupa, una desigual acción modeladora de los hielos. En efecto, mientras las lenguas que fluían hacia el valle de Tuiza, bien desde la plataforma intermedia o bien desde la inferior, excavaron artesas, aunque de escasa longitud y profundidad, las pequeñas corrientes que se dirigían al S. y SE. sólo han labrado estrechas y cortas canales en el escarpe meridional de la plataforma intermedia, dando lugar asimismo a formas de acumulación poco relevantes. La razón de este fenómeno no radica solamente en la menor importancia de los hielos que fluían hacia el S. y SE., sino también, y en relación con ello, a su limitación en el tiempo a los períodos de máximo aporte.

La lengua principal sí tenía suficiente caudal de hielos como para dar lugar a formas de cierta importancia y, así, excavó una profunda y estrecha artesa en el escarpe nororiental de la plataforma intermedia, puliendo notablemente el fondo rocoso del umbral; sin embargo, al pie de ésta no se conserva, como sería de esperar, una cubeta de sobreexcavación, aunque sí puede observarse una pequeña zona encharcada, que seguramente se encuentra situada sobre una antigua cubeta, la cual habría quedado ocupada por materiales de origen glaciar y fluvio-glaciar, durante las fases



- | | | | | | | | | | | | |
|--|---|--|---|--|---|--|----|--|----|--|----|
| | 1 | | 4 | | 7 | | 10 | | 12 | | 14 |
| | 2 | | 5 | | 8 | | 11 | | 13 | | 15 |
| | 3 | | 6 | | 9 | | | | | | |

Fig. 10. Esquema de morfología glaciar y formas nivales vigentes durante la glaciación. 1) Pared de circo. 2) Pared de artesa. 3) Cubeta de sobreexcavación. 4) Umbral (en forma de escalón o de "barra"). 5) Roca pulida por el hielo. 6) Manto morrénico (en general). 7) Manto morrénico de ablación. 8) Arista morrénica. 9) Terraza morrénica. 10) Nicho de nivación o circo incipiente. 11) Morrena de nevé. 12) Canal modelada por la nieve y/o el hielo. 13) Depósito de derrubios de aludes. 14) Lago, laguna. 15) Depósito de turbera, zona encharcada.

de retroceso, y por posteriores acumulaciones de origen orgánico, que son las que actualmente se observan en superficie.

Por debajo de este lugar -y aparte los collados de difluencia, que ya han sido mencionados- destacan las formas de acumulación, no sólo aquéllas a las que hicimos referencia en el anterior apartado, sino también la que constituye el espeso manto morrénico que recubre el espacio ocupado por la lengua, reproduciendo fielmente su forma (fig. 6).

Hasta aquí, la lengua seguía un rumbo más o menos anaclinal con respecto a las capas involucradas en el pequeño cabalgamiento de la plataforma intermedia; por el contrario, la reducida lengua afluyente que recibía desde su margen derecha -procedente de la plataforma inferior- así como la que se desarrollaba al pie de su escarpe y quedaba colgada por encima de Tuiza de Arriba, se adaptaban perfectamente a la estratificación, disponiéndose ortoclinalmente. Hay que recordar que la citada en último lugar era resultado de la regeneración de un sector del glaciar, producida por la caída de los bloques de hielo sobre un umbral originado por un anticlinal transversal (fig. 1) (7); el ramal principal, orientado al N. y ya con la reseñada disposición ortoclinal, excavó una corta artesa sobre el tramo pizarroso de la Formación La Vid, dejando a su izquierda el escarpe de la plataforma inferior (Caliza de Santa Lucía) y, a su derecha, el tramo calcáreo de la base de la citada formación, que dibuja en este sector la terminación perianticlinal del pliegue transversal antes mencionado.

La lengua que divergía hacia la Vega del Meicín también discurría ortoclinalmente, modelando el collado de difluencia y una pequeña pared de artesa en su margen izquierda; a pesar de ello, su principal acción morfogénica consistió en la deposición de los materiales morrénicos que han permanecido asentados sobre la vertiente abierta que, desde el collado, desciende hasta el fondo de la vega.

Puede decirse, en suma, que en el caso del glaciar de Cerreos existe cierto predominio de las formas de acumulación sobre las que son resultado de la excavación, que se han limitado a enclaves muy concretos, principalmente a los lugares donde la estructura es favorable.

Glaciar de Tuiza

Esta corriente de hielo ya se instalaba en su totalidad sobre los terrenos autóctonos de la Cuenca Central. Desde su cabecera, en la alineación principal, hasta la Vega del Meicín, su disposición era cataclinal en la mitad septentrional, por lo que cubetas y umbrales se encuentran aquí relacionados con la estratificación, mientras que en la mitad meridional, debido al cierre de las capas en la terminación S. del anticlinal principal, el glaciar de las Cabras labró una pequeña artesa cuyas vertientes convergen hacia la parte baja (fig. 1) y que está dispuesta ortoclinalmente con respecto al buzamiento de las capas.

Las formas de excavación en este tramo de cabecera son poco importantes, ya que la artesa mencionada y la del glaciar de Covarrubia tienen un tamaño reducido; su perfil longitudinal es, además, poco típico, ya que las cubetas sólo están ligeramente excavadas. Otro tanto puede decirse

de los circos, que, salvo en el caso del lecho glaciar de las Cabras, apenas están marcados. Las formas de acumulación también son poco importantes, tanto en lo referente a los mantos morrénicos como a los arcos frontales, aunque éstos tengan aún menor entidad que aquéllos.

Sin embargo, en la Vega del Meicín se daban las condiciones óptimas para el proceso de excavación: lugar de confluencia de las lenguas glaciares mencionadas, además de las de Terreros y la difluente de Cerreos, esta zona se situaba al pie del tramo en que los lechos glaciares alcanzaban sus mayores pendientes, coincidiendo por añadidura con la presencia de la Falla de León (fig. 1). No obstante, lo intenso de la ablación y la consiguiente reducción del volumen de hielos —no subsanada por la citada confluencia—, así como la corta duración de la glaciación, fueron las causas que impidieron un máximo aprovechamiento de tales condiciones, pese a lo cual la cubeta existe y está aún ocupada por una pequeña laguna ("El Chegu"), que se suele secar durante el verano, pero que probablemente sea el recuerdo de un primitivo lago que fue sometido a un proceso de colmatación. En cualquier caso, la posición de la cubeta dentro del conjunto del lecho glaciar de Tuiza impide aplicarle el término "circo" en sentido genético, ni siquiera pensando en uno complejo del tipo del de Gavarnie (Pirineos Centrales), ya que el frente glaciar se situaba, en la época de máximo aporte, a pocos metros de la vega.

Por debajo de esta cubeta, el glaciar siguió el trazado de un valle preexistente, adaptado a la Falla de León, pero, pese a ello, las formas de acumulación dominan en el tramo final, principalmente las creadas en común con la lengua difluente de Cerreos.

Los dos pequeños glaciares de circo que quedaban colgados por encima del valle (glaciar del Portillín y glaciar de Corrales) han tenido un papel morfogenético mínimo, limitándose a retocar valles preglaciares, que en el caso del primero coincidía con una charnela anticlinal (fig. 11) y depositando acumulaciones morrénicas despreciables.

Poco más puede decirse del glaciar del Forcau, cuya área de alimentación coincidía con una depresión kárstica, ya bastante marcada seguramente antes de la glaciación, limitándose las pequeñas lenguas que de ella salían a modelar canales y cubetas de dimensiones igualmente reducidas y, sólo en el caso de la suroccidental, depositando cordones morrénicos a 1.200–1.300 m. y a 1.500–1.600 m., aunque estos últimos, por su morfología y disposición, podrían corresponder incluso a un lentejón de hielo o masa de nevé apoyada sobre la vertiente.

Glaciar de la Foz Grande

No cabe duda de que la principal actividad morfogenética fue la que desarrolló esta corriente de hielo, como corresponde a su magnitud.

Podemos distinguir, como ya hicimos con algunos lechos glaciares hasta ahora mencionados, una zona alta, en que la disposición es cataclinal con respecto al buzamiento de las capas, y otro tramo —que comienza a escasa distancia ya del lugar de confluencia y finaliza en el frente— en que la disposición es ortoclinal: primero, recorriendo los ejes sinclinales menores y, por último, ocupando el eje del sinclinal de Agüeria al E.

del umbral de Lingleo (fig. 11).

Puede observarse en la zona más elevada un aprovechamiento diferencial de la estructura plegada, de modo que en el tramo medio-alto los umbrales coinciden con pliegues anticlinales, mientras que los hielos excavaron cubetas sobre los materiales menos resistentes de los sinclinales, bien en su charnela, bien sobre uno de los flancos -debido a la ocasional aparición en el núcleo sinclinal de un banco de caliza compacta por encima de un tramo más estratificado (figs. 8 y 12). No obstante, dichas cube

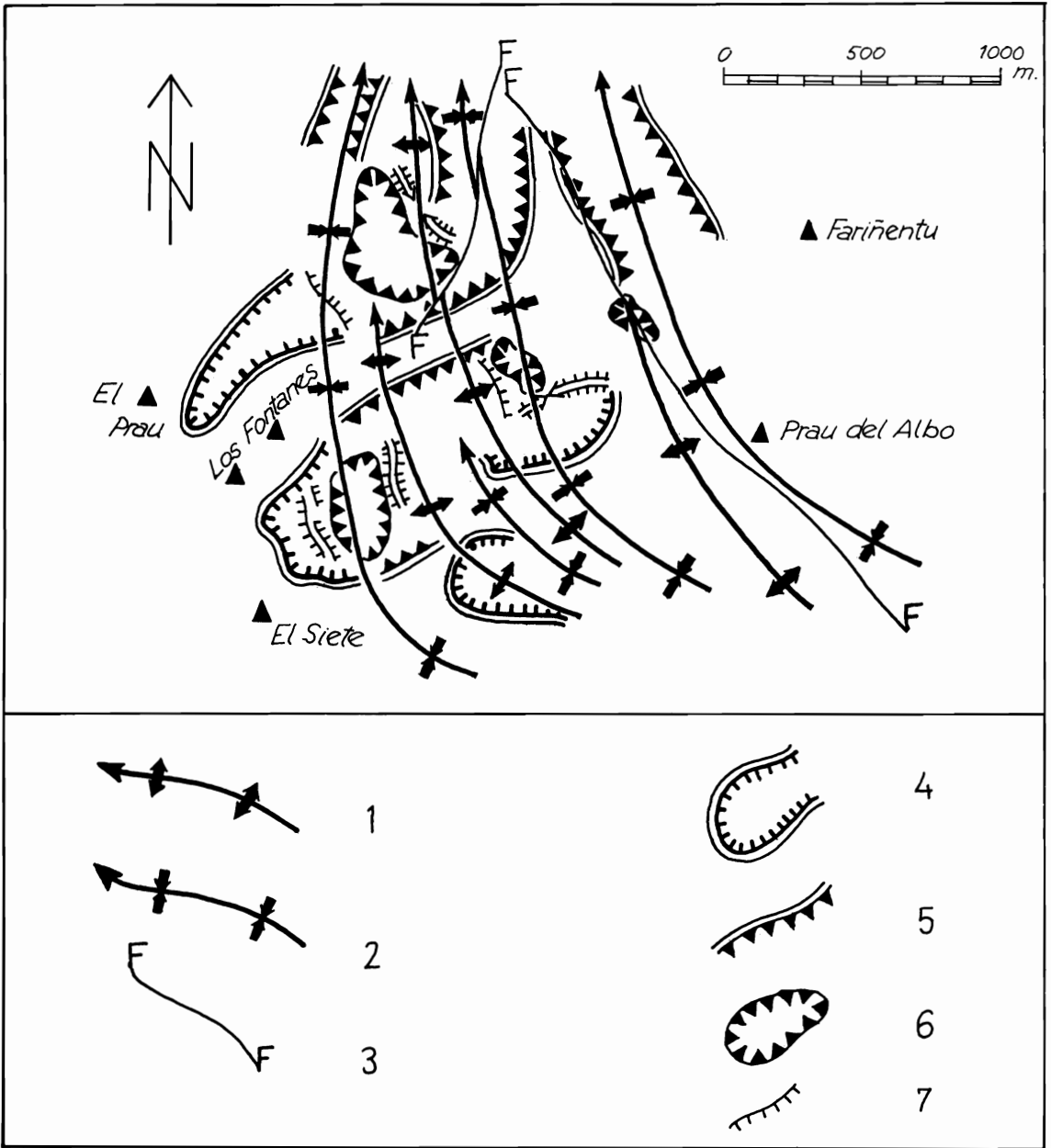


Fig. 11. Localización de las principales formas de excavación en relación con la disposición de pliegues y fallas en el sector central-septentrional del Macizo. 1) Eje anticlinal. 2) Eje sinclinal. 3) Falla. 4) Pared de circo. 5) Pared de artesa. 6) Cubeta de sobreexcavación. 7) Umbral.

tas son poco profundas y ello se debe, en parte, a que han sido total o parcialmente colmatadas por materiales morrénicos, por derrubios de gelificación e incluso por arcillas de descalcificación; los umbrales están, pues, poco marcados, aproximándose la forma del perfil longitudinal más a una sucesión de rellanos en gradería que a la típica, en que se disponen escalonadamente las cubetas. A este respecto, también hay que establecer una distinción entre los tres lechos glaciares de cabecera: así, mientras que todo a lo largo de los Joyos de Cueva Palacios puede observarse la aludida sucesión de cubetas poco profundas y umbrales, en los Joyos Llongo y de Colines los umbrales están aún menos marcados y son menores en número, destacando únicamente los que establecen la transición entre la zona alta y el tramo de aprovechamiento longitudinal de las estructuras (fig. 9).

Para percibir su escasa profundidad es necesario observar estas formas sobre el terreno, ya que, con una equidistancia de curvas de 20 m., no existe la posibilidad de que sean representadas con una mínima fidelidad en el mapa topográfico; también en virtud de ello, cubetas de menor amplitud que las que se intuyen sobre el mapa, pueden tener un mayor grado de sobreexcavación: tal es el caso del pequeño circo de la vertiente septentrional del Canalón Oscuro-La Palazana (Joyos de Cueva Palacios), cuyo fondo, a pesar de no poder ser considerado una cubeta en sentido estricto, se encuentra notablemente excavado. Constituye dicho circo, por otra parte, una excepción en el tramo de los joyos en que se asienta, ya que el flujo de los hielos tenía una dirección similar al rumbo axial de los pliegues, coincidiendo en este caso con el núcleo calcáreo de un sinclinal.

Otras excepciones en este mismo sentido eran los glaciares de canalizo que descendían de la vertiente noroccidental de la cresta Prau del Albo-Fariñentu, los cuales han modelado canales, de origen posiblemente preglaciar, sobre los núcleos pinzados de los anticlinales, que se encuentran ocupados en su mayoría por cuñas de "caliza griotte" (fig. 13).

Se da el curioso fenómeno de que, debido al hundimiento de los ejes de los pliegues hacia el N., algunas de las estructuras que en la zona alta eran aprovechadas transversalmente, quedaban ocupadas al N. de forma longitudinal por las lenguas más septentrionales -las de los glaciares Llongo y de Colines-, excavando éstas encajadas artesas (canalones Cimero y Bajero de Peña Redonda) sobre sinclinales cuyo núcleo ya acogía en esta zona a las pizarras del Namurense-Westfaliense o, en todo caso, a los materiales de transición de la parte alta de la Caliza de Montaña. En el caso de Cueva Palacios, el eje recorrido en este último tramo es el del sinclinal del Prau del Albo.

Contribuyen de modo importante a este cambio de relación con la estructura plegada algunas fallas con rumbo paralelo o ligeramente oblicuo al trazado axial de los pliegues longitudinales (fig. 11).

Con el cambio en el modo de aprovechamiento de las estructuras también coincide un giro brusco en la orientación de los lechos glaciares; es éste el hecho que explica la forma arqueada individual y la disposición concéntrica de conjunto de los tres glaciares de cabecera.

El glaciar de la Foz Grande, desde el lugar en que se producía



Fig. 12. Detalle de los joyos de Cueva Palacios desde el Prau del Albo: un ejemplo de cubeta glacio-kárstica. El hielo discurría de izquierda a derecha de la foto, mientras que el arco morrénico alojado en el fondo de la cubeta fue originado por el deslizamiento de derrubios a lo largo de un lentejón de hielo residual, dispuesto transversalmente al eje de la artesa.



Fig. 13. Vista hacia el SSW. desde Peña Cigacha. Sector inferior de los joyos de Cueva Palacios y del canalón cónico de Peña Redonda. Por delante el cierre morrénico del canalón véase el derrame de grandes bloques. Al fondo, en la cresta Fariñentu-Prau del Albo, pueden distinguirse empinadas canales que coinciden con cuñas de caliza Griotte.

la confluencia que lo originaba, fue excavando una amplia artesa sobre los materiales deleznable que ocupan el seno del sinclinal de Agüeria; el trazado arqueado de dicha artesa tiene su explicación en la presencia del umbral de Lingleo, que suponía, como ya dijimos, una obstrucción transversal al primitivo rumbo de la lengua glaciar. Las cortas difluencias resultantes del rebosamiento de los hielos en las fases de mayor aporte no han dejado apenas más formas que las de acumulación, ya que entre los arcos frontales y el collado no hay otra cosa que pequeñas depresiones encharcadas y ocupadas, en algún caso, por depósitos de turbera.

Por último, cabe destacar la presencia, en el tramo final, de los dos glaciares de la cara N. del Fariñentu; los mismos se adaptaban a sendos recuencos originados por fallas de trazado oblicuo a los ejes de los pliegues y, como resultado de ello, su disposición con respecto al buzamiento de las capas también es más o menos oblicua. Ambos glaciares no excavaron de modo notable el fondo de sus respectivos circos, aunque sí se puede distinguir un rellano de cierta extensión que sucede a una hombrera de confluencia bien marcada.

La lengua glaciar finalizaba su recorrido poco más abajo de este lugar; en la zona frontal, la artesa -combinada con los depósitos morrénicos frontales de modo que ambos exageran mutuamente su importancia- se interrumpe de forma brusca, estrángulándose el valle y dando paso a la Foz Grande.

Observando el conjunto del lecho glaciar de la Foz Grande, hay que destacar las diferencias existentes entre el tramo alto y el tramo inferior que hemos descrito como de aprovechamiento longitudinal de las estructuras. En el primero de ellos los circos están bien desarrollados, sobre todo los de Cueva Palacios y Colines, aunque existe una transición casi insensible entre los mismos y las artesas respectivas, tanto en planta como en alzado, esto último debido a la escasa sobreexcavación de sus fondos. En el mismo tramo y en la primera parte del siguiente, coincidiendo con el aprovechamiento de los sinclinales menores, los valles modelados por los hielos tienen una caja bien marcada, con vertientes calcáreas abruptas. Por último, el sector del lecho excavado en las pizarras del sinclinal de Agüeria, aparte de carecer de un perfil longitudinal accidentado, ofrece en sus márgenes una ruptura de pendiente menos brusca; resulta obvio, además, que esta artesa es bastante más amplia que las de la zona de cabecera.

Glaciar de la Foz Pequeña

En la vertiente opuesta de la misma línea de cumbres bajo la que se acogía el pequeño glaciar del Forcau, el glaciar de la Foz Pequeña excavó profundos circos en su cabecera, aprovechando varias fallas arrumbadas al NNW. y NNE. El aprovechamiento de las mismas era compatible con el de la estratificación, de la que aún hoy depende la disposición de las depresiones kársticas; este mismo factor parece ser decisivo en el proceso de excavación de las cubetas, aunque ninguna de éstas puede distinguirse sobre el mapa topográfico a escala 1:50.000.

El tamaño de los circos disminuye de E. a W., siendo el mayor

el del Tapinón y el menor el de Peña Llana E. Entre el primero de ellos y el de Siegalavá, el situado en lugar intermedio, tan sólo discurre una afilada cresta, mientras que el de Peña Llana E. se encuentra separado del anterior por una loma rocosa y, por su tamaño, merece más el nombre de nicho que el de circo. Media entre los dos últimos y el tramo de lecho pizarroso un umbral que podría interpretarse como resultado de la confluencia de los hielos que los ocupaban con el glaciar del Tapinón, pero en su origen parece tener un mayor peso la componente estructural.

El lecho del glaciar de Cheturbio presenta una configuración muy distinta a la de los otros tres mencionados; su perfil es mucho más tendido y no dispone de un respaldo rocoso de envergadura comparable a los de aquellos. En su parte más alta el valle se abre y, en la mitad oriental de esta amplia cabecera, las áreas deprimidas -entre ellas, la ocupada por la laguna de Cheturbio- coinciden con charnelas anticlinales, mientras que en el sector occidental la disposición es cataclinal, no siendo raro en la actualidad encontrar depresiones nivo-kársticas adaptadas a la estratificación. Esta misma disposición, acorde con la inclinación de las capas, es la dominante hasta el lugar de confluencia con el glaciar del Tapinón, aunque cubetas y umbrales brillen por su ausencia en el fondo del lecho. El umbral-escalón que domina El Llagu parece estar, por su trazado, en relación con el citado que de forma similar limita en su parte inferior los lechos glaciares de Siegalavá y Peña Llana E., lo cual confirmaría la impresión de que su origen es, principalmente, estructural. Sea como fuere, lo cierto es que la cubeta que actualmente ocupa El Llagu constituye el resultado de una ligera sobreexcavación de las pizarras -proceso favorecido por la ruptura de pendiente que supone el mencionado umbral y por la confluencia del glaciar de Peña Llana N.-, aumentando su profundidad las acumulaciones morrénicas que, situadas en su parte anterior, habrían colaborado a un represamiento de las aguas; éstas, por otro lado, están siendo colonizadas por una vegetación palustre, por lo que la cubeta tiende a quedar colmatada en un plazo más o menos corto de tiempo.

En el tramo final abundan las acumulaciones morrénicas a que ya hicimos referencia en su momento, por lo que no insistiremos más sobre tal aspecto.

Este último tramo del lecho glaciar de la Foz Pequeña tiene, como también apuntamos anteriormente, una disposición perpendicular al eje sinclinal de Agüeria; podría ello interpretarse como una incapacidad de la corriente de hielo para cambiar el trazado de un valle preglaciar que ya se dispondría perpendicularmente a los rumbos hercinianos.

Glaciares menores

Dentro del conjunto de glaciares menores todavía no citados en este apartado, y al hablar de su papel morfogenético, hay que establecer una distinción entre los que pueden ser considerados como tales glaciares en sentido estricto y los lentejones de hielo, que tuvieron un papel más o menos pasivo.

El glaciar de Llaseiro, que, debido a la brevedad de su lengua, constituía un glaciar de tipo mixto, creó no obstante algunas formas de

cierta importancia a las que ya nos referimos sucintamente en el anterior apartado. Así, las inclinadas pendientes calcáreas por las que descendían los dos pequeños glaciares que lo formaban, al igual que su confluencia, simultánea a la caída de los hielos sobre los materiales pizarrosos, fueron factores que posibilitaron la excavación de una cubeta, actualmente ocupada por depósitos de turbera. Aparte de estas formas y las de acumulación, igualmente citadas con anterioridad, los dos glaciares de cabecera labraron sendos canalizos a lo largo del escarpe rocoso por donde descendían, así como los circos en que se originaban; éstos tienen un aspecto muy diferente, pese a su proximidad y similar orientación, ya que mientras el meridional posee una forma alargada, el situado al N. presenta un aspecto mucho más típico, tanto en planta como en alzado. No obstante, ambos circos, y del mismo modo los canalizos abiertos a su pie, coinciden en su disposición cataclinal, destacando en el tramo superior los nichos de nivación que quedan colgados por encima del fondo de los circos y que se encuentran también íntimamente relacionados con la estratificación.

Por el contrario, en la zona baja, sobre la que la morfogénesis glaciaria tan sólo actuó en las fases de mayor alimentación, se cambia bruscamente a una disposición ortoclinal, tomando la lengua de Llaseiro un rumbo más o menos paralelo al del eje sinclinal de Agüeria.

Los dos campos de nevé (Rebezo y Retuerto) de cuya existencia a lo largo de la glaciación hemos hablado en el anterior apartado, tuvieron un comportamiento morfogenético muy similar: en el fondo de las dos vegas que ocupaban dominan las formas suaves y las pequeñas depresiones kársticas, por lo que no existen formas propiamente glaciares en esta zona, aunque sí pueden observarse en sus bordes nichos bien definidos, como en Peña Ubiña Pequeña y en la vertiente N. del Pico Colines (fig. 9). Sin embargo, de estas depresiones elevadas salían lenguas que, aunque de reducido tamaño, sí han creado formas glaciares.

En el caso del campo de nevé del Rebezo, los dos cortos brazos que quedaban colgados sobre el glaciar de la Foz Grande, moldearon collados de perfil en "U" (fig. 9), que seguramente ya existían como formas incipientes antes de la acción de los hielos; mientras tanto, en sentido opuesto, la lengua que descendía hacia el W. labró una artesa poco marcada y depositó una morrena de escaso tamaño en su frente; la disposición es cataclinal en el primer caso y anaclinal en el segundo, aunque sólo de modo muy ligero, debido a la menor vergencia que en este sector presenta el anticlinal principal.

Del campo de nevé de Retuerto salían dos lenguas que coincidían más o menos con el trazado de la Falla de León, accidente tectónico que, como ya expusimos, describe en esta vertiente suroriental de Peña Ubiña una violenta inflexión. Es muy posible, por tanto, que dichas lenguas se adaptasen a valles de origen preglaciario, limitándose a retocarlos, según se desprende de la observación de su morfología actual. Así, el lecho glaciario de Terreros, al E., consiste en un valle muy abierto y sin rupturas de pendiente significativas en su perfil longitudinal hasta la Vega del Meicín; por encima de ésta, la corriente de hielo depositó acumulaciones morrénicas que, como dijimos, tienen una importancia puramente testimonial. Por su parte, la lengua que descendía de El Ronzón labró una

pequeña artesa en la zona más meridional de la vertiente, mientras que en la ladera suroriental de Peña Ubiña (sector N.) sólo pueden observarse algunos estrechos corredores, a lo largo de los cuales caerían aludes que alimentarían este brazo glaciar secundario.

El glaciar de los Llanos del Fontán también tuvo una importancia morfológica reducida. Se trataba de un pequeño glaciar de circo, acogido en la terminación perisinclinal de La Cerrá; esta masa de hielo apenas transformó aparentemente la morfología preglaciar -que tiene aquí un claro carácter estructural-, ni por su labor de excavación, ni por las formas de acumulación, a pesar del aspecto que el circo ofrece desde la carretera del Puerto Ventana.

El gran lentejón de hielo que se apoyaba también sobre la vertiente occidental de la alineación principal y estaba situado inmediatamente al N. del glaciar antes citado, abandonó a su pie sucesivos arcos morrénicos que, por su morfología, corresponden al tipo de morrenas de nevé; el papel pasivo del lentejón (o de una posible masa de nevé) favoreció también los procesos de gelivación y disolución en las zonas de contacto con el roquedo, dando lugar a un nicho muy poco marcado, cuyo carácter morfológico es acorde con el de los depósitos situados a su pie.

Otro tanto cabe decir de los lentejones de hielo de menor importancia que se apoyaron en la vertiente occidental; todos ellos tienen como característica una disposición anaclinal que, junto con el hecho de su situación a una altitud relativamente baja (unos 1.700 m. de media) y el de una orientación desfavorable, serían factores que habrían determinado el que estos lentejones no alcanzasen la categoría de glaciares activos.

LA MORFOGENESIS POSTGLACIAR

De las características climáticas actuales que, de modo muy genérico, conocemos, se desprende la existencia en nuestra zona de estudio de condiciones favorables para un sistema morfogénico en el que predominan los procesos nivales y, de forma atenuada, los periglaciares. El carácter dominante de estos procesos se ve acentuado por la existencia en las áreas más elevadas del Macizo de un sistema de escorrentía subterránea, de modo que la arroyada concentrada se limita a los sectores donde afloran materiales impermeables, principalmente las pizarras del Devónico y las del Namurense-Westfaliense, haciendo excepción de las hoces existentes en algunas zonas periféricas del Macizo.

Estos procesos, actualmente vigentes, se superponen en ciertos lugares a formas generadas a la vez, o poco tiempo después, que la acción glaciar, algunas de las cuales han sido cartografiadas en el esquema de la fig. 10. Así, las morrenas de nevé, que se originaron tanto en relación con antiguos nichos de nivación como a favor de la existencia de lentejones residuales de hielo durante y después del proceso de deglaciación, son producto de unos procesos típicamente periglaciares y de la presencia, totalmente pasiva, de una superficie deslizante; con respecto a la primera posibilidad (creación de estos depósitos al pie de vertientes mal orientadas para la formación de hielo en movimiento), pueden ponerse como ejem

plo las guirnaldas morrénicas apoyadas sobre la vertiente WSW. de la alineación principal; un ejemplo de superposición originada en el proceso de deglaciación es el pequeño arco morrénico existente en el fondo de una de las cubetas de los Joyos de Cueva Palacios, en cuyo interior se han depositado con posterioridad numerosos gelifractos que, en el momento de su caída, ya no disponían de superficie deslizante alguna (fig. 12).

Otro caso de forma originada simultáneamente a la deglaciación del Macizo es el derrame de grandes bloques existente por delante de la morrena situada a la salida del canalón cimero de Peña Redonda, causado principalmente por la acción de las aguas proglaciares (fig. 13).

En cuanto a los procesos actuales y subactuales, el modelado glaciar ofrece en nuestra zona de estudio un potencial morfogénico considerable, favoreciendo procesos que, a causa de la falta de espacio y por ser merecedores de una más profunda observación, no recogeremos aquí en detalle; nos limitaremos a decir que los mismos refuerzan (depresiones glacio-kársticas) o, por el contrario, tienden a ocultar (depósitos de aludes y de gelivación) o a degradar (soliflucción y erosión torrencial) las formas de origen glaciar; a estos procesos morfogénicos postglaciares hay que sumar algunos efectos sobre la vida vegetal con consecuencias morfológicas (depósitos de turbera, colonización vegetal de cubetas lacustres).

RESUMEN Y CONCLUSIONES

El glaciario pleistoceno del ámbito peninsular puede ser considerado como un hecho marginal que se circunscribe a los principales enclaves montañosos, con la excepción del área pirenaica, donde este glaciario alcanzó importantes proporciones (ALONSO OTERO et al., 1981). En nuestro caso, el carácter marginal de la glaciación puede observarse también en el reducido ámbito del Macizo de Ubiña, debido a que los hielos ocuparon una relativamente pequeña proporción de la extensión total de este área montañosa. Ello puede ser atribuido a dos factores fundamentales: en primer lugar, a uno de naturaleza climática, consistente en el hecho de que las mayores cumbres sobrepasaran en pocos metros (unos 900, en el mejor de los casos) el supuesto nivel de nieves perpetuas (1.500 m., según NUSSBAUM & GIGAX, 1953); en segundo lugar, a otro, relacionado con la topografía y, más concretamente, con la escasez de superficies de pendiente débil por encima del nivel de nieves perpetuas, circunstancia que ya mencionó STICKEL en su trabajo (1929).

Dicho carácter marginal se manifiesta en el volumen y tipología de los aparatos glaciares. En cuanto a la extensión y espesor de los hielos, ni la una ni el otro alcanzaban grandes proporciones; las longitudes de las lenguas de los principales aparatos oscilaban entre los 5 km. y medio (g. de la Foz Grande) y los 2 km. de la lengua glaciar de la Foz Pequeña; su espesor, en el mejor de los casos, apenas alcanzaba los 150 m., aunque existieron espesores de una cuantía muy aproximada en zonas de cabecera, de lo que sería testimonio la terraza morrénica de los Joyos de Colines; un espesor similar debió alcanzar el pequeño casquete de Peña Cerreos. En lo tocante a la tipología de los glaciares, resulta significativo que sólo existiese un reducido casquete, que, además, se

encontraba en un estado embrionario y veía limitada su existencia como tal a los períodos de máximo aporte. El resto de las corrientes de hielo correspondían durante dichos períodos al tipo alpino, conservándose este carácter durante más o menos tiempo o pasando al tipo de glaciares de circo a través de un estadio intermedio en que tendrían las características propias de un aparato mixto.

Resulta llamativo, por otra parte, que las orientaciones de las áreas de alimentación (8) de los cuatro principales aparatos queden comprendidas en el primer cuadrante, mientras que los glaciares menores muestran, frecuentemente, orientaciones diferentes; prescindiendo de esta distinción cualitativa, el mayor número de áreas de acumulación se orienta a rumbos comprendidos entre el NNE. y el ENE., como hemos representado gráficamente en el diagrama de la fig. 14. Hechos similares han sido puestos de relieve recientemente en trabajos referidos al Mampodre (ARENILLAS & ALONSO OTERO, 1981) y a las "Montañas de Castilla La Vieja y León" (ALONSO OTERO et al., 1981).

Las principales lenguas resultantes también se orientan preferentemente al primer cuadrante; no obstante, mientras las áreas de acumula

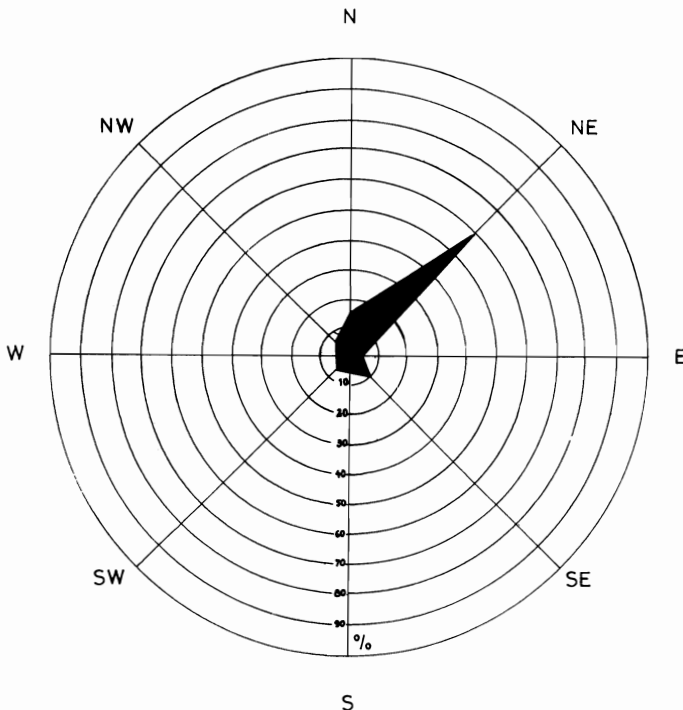


Fig. 14. Diagrama de orientaciones, realizado sobre una muestra de 28 áreas de acumulación de los glaciares existentes durante el Pleistoceno en el Macizo de Ubiña. (Se han tomado individualmente las de los glaciares que originaban por confluencia los aparatos principales, así como las de los glaciares afluentes; también se han incluido los lentejones de hielo).

ción muestran cierta preferencia por las orientaciones próximas al NE., en las lenguas predominan los rumbos al N. -y localmente al NW.- conservando estas características en las primeras fases de retroceso y, en cualquier caso, adaptándose a las umbrías durante la última etapa de su vida cuando la cabecera es lo suficientemente amplia.

Al margen de la mínima insolación que sufren los enclaves que miran al N. y NE., cabe interpretar la orientación preferente de las áreas de acumulación como una consecuencia del efecto ventisca, según el cual la nieve quedaría depositada en las áreas más resguardadas del viento; de la actuación exclusiva de dicho mecanismo se desprendería una orientación de sentido opuesto a la de los vientos dominantes, como se ha querido demostrar tanto fuera de la Península (EMBLETON & KING, 1968, pp. 220-223), como dentro de ella (ALONSO OTERO et al., 1981); en virtud de esta relación, los vientos dominantes deberían proceder, en el caso de Ubiña, del Suroeste.

A pesar de ello, pensamos que no es necesario invocar una relación tan directa, ya que hay que tener en cuenta también las disponibilidades de la topografía preglaciar. Existen, en efecto, indicios de un intenso proceso de karstificación anterior a la glaciación pleistocena (antiguos conductos colgados, etc.), proceso que se vería acentuado durante las fases precedentes a la ocupación glaciaria, en virtud de la intensa innivación a que se debió ver sometido el Macizo. Las formas kársticas superficiales se desarrollaron en estrecha relación con la estructura y, más concretamente, aprovechando las juntas de estratificación, las cuales, de forma dominante, buzaban hacia el NE., a causa de la proximidad al estilo isoclinal que se observa en el sistema de pliegues longitudinales.

En lo referente a la labor excavadora de los hielos, éstos encontraron las máximas facilidades en los lechos con rupturas de pendiente de existencia previa a su instalación, originadas por el escalonamiento de las depresiones kársticas (9); ello supone aceptar que la excavación es consecuencia del propio flujo de los hielos y no del efecto "bulldozer" combinado con las acciones periglaciares (v. MARTINEZ DE PISON & ARENILLAS, 1976). Este proceso también pondría en tela de juicio la tesis defendida por BARRERE (1964) de que una topografía subglaciar de tipo kárstico, al entorpecer -debido a sus rugosidades- el flujo del hielo, impide que éste tenga una acción excavadora significativa, dejando el principal papel morfogenético a la labor disolvente de las aguas de fusión, labor que estaría en el origen del desarrollo de un karst profundo (10).

No obstante, pensamos que existe una estrecha colaboración entre la actividad kárstica y la morfogénesis glaciaria, no necesariamente sin crónica, sino con cambios de ritmo a lo largo del tiempo en la acción disolvente de las aguas (NICOD, 1970); de este modo, la instalación de los hielos en el Pleistoceno habría supuesto una paralización de tal acción disolvente, pero la morfogénesis glaciaria tendería a acentuar las formas kársticas previas, influyendo asimismo en el posterior ahondamiento de las depresiones por la acción nivo-kárstica, en virtud de un proceso de autocatálisis (NICOD, 1975).

Excepciones a la norma de casi total paralización de la acción kárstica en las áreas glaciadas fueron tanto los campos de nevé como

los lentejones situados al pie de la vertiente WSW. de la alineación principal; ello fue debido a la abundancia de la nieve sin compactar en estas masas (11), lo cual redundaría en una mayor agresividad de las aguas de fusión, cuya acción estaría combinada en el caso de los lentejones con los procesos de gelivación a lo largo de las rimayas, a causa del escaso espesor de la masa de hielo y la consiguiente reducción del efecto isotérmico.

Por otra parte, también encontramos notables ejemplos de formas glaciares fuera de la zona calcárea; así, las corrientes de hielo remodelaron en algunos casos valles preglaciares cuyo fondo -y, en la parte más baja, también sus vertientes- estaba constituido por un sustrato pizarreño; no obstante, brillan por su ausencia en dichos valles las rupturas de pendiente longitudinal (puertos de Agüeria, en el lecho glaciar de la Foz Grande).

También tiene mucho que ver con la naturaleza del sustrato rocoso la forma en que las corrientes de hielo se disponían con respecto a la estructura. Así, en las zonas más elevadas -con la excepción del glaciar de Cerreos- lo hacían de una forma que se define como cataclinal, determinando, por las razones que vimos anteriormente, una actividad morfogenética notable. Son otras excepciones a este hecho algunos glaciares menores, con frecuencia asentados en gran parte o totalmente sobre un lecho no calcáreo; así, el glaciar de los Llanos del Fontán se circunscribía prácticamente a un enclave perisinclinal, mientras que el del Portillín constituiría un ejemplo de instalación de los hielos sobre una charnela anticlinal.

Sin embargo, las lenguas glaciares -antes o después, según los casos- terminaban por disponerse ortoclinalmente con respecto al buzamiento de las capas, de modo conforme si tomamos como punto de referencia la estructura plegada, ya que existía una clara adaptación a los ejes sinclinales, ocupados por las pizarras del Namurensis-Westfaliense (fig. 11). Supone esto una instalación de los hielos sobre valles preglaciares, originados en este caso por una escorrentía subaérea que tiene su comienzo en el contacto de los materiales calcáreos con las pizarras. Pero también existen excepciones para esta regla general y, así, el valle preglaciar sobre el que se instaló el glaciar de la Foz Pequeña seguramente tenía ya el mismo rumbo perpendicular a las estructuras hercinianas que puede observarse hoy en día, y que se debería a la erosión remontante del río de la Foz Pequeña, facilitada por la cortedad de la distancia que media entre la garganta y el nacimiento de dicho río.

A todo ello habría que sumar el papel director que las líneas de falla tuvieron sobre el relieve preglaciar; la importancia de este papel en la topografía afectada por la morfogénesis glaciar varía desde los casos de colaboración entre pequeñas fallas y pliegues longitudinales (canalón cimero de Peña Redonda) hasta la casi total dependencia de dichas líneas de falla, como parece ser el caso del glaciar de Tuiza, a partir de la Vega del Meicín, y de los ramales alimentados por el campo de nevés de Retuerto (glaciares de Terreros y Ronzón).

En cualquier caso, y debido tanto al carácter marginal de la glaciación en el espacio como a su más que probable restricción en el tiempo (12), la acción morfogenética de los hielos no aprovechó al máximo

las condiciones favorables (estructurales, de dinámica glacial...), allí donde se daban. De ahí que la labor modeladora glacial tan sólo desempeñe un reducido papel en la dilatada historia morfológica del Macizo.

A una escala pequeña, los rasgos morfológicos de la zona perteneciente a la Cuenca Central derivan de la tectodinámica, no sólo en las áreas de relieve plegado conforme, sino también en las de relieve plegado inverso, en virtud de los mecanismos a que hicimos alusión en su momento.

No obstante, si vamos ampliando el grado de detalle en la observación, puede verse que los sistemas morfogenéticos, aun sin dejar de depender de la estructura, van adquiriendo progresivamente una mayor trascendencia en la explicación del relieve.

En el área correspondiente al Manto de Bodón, la acción morfogenética de los hielos tuvo aún menos importancia que sobre los materiales autóctonos. También aquí los principales rasgos morfológicos derivan de la tectodinámica, aunque la tectostática resultante haya sido afectada con posterioridad por los agentes erosivos. Debido a la topografía preglacial de Peña Cerreos y las zonas que la circundan, las pequeñas lenguas glaciares se limitaron a la periferia y alcanzaron escasas dimensiones, predominando las extensiones de nieve y hielo sin cauce determinado, por lo que sólo en dichas depresiones periféricas alcanzó relativa importancia la acción morfogenética glacial.

El accidente estructural (Falla de León) que separa ambas zonas -Cuenca Central y Manto de Bodón, en la terminología geológica- ha facilitado asimismo la existencia de una zona fuertemente tectonizada, aprovechada por los agentes erosivos desde un principio, de tal manera que la acción glacial también se limitó aquí a retocar un relieve previo, creando algunas formas originales a media escala (cubeta del Meicín, p.ej.), pero sin aprovechar al máximo las facilidades estructurales.

Así pues, la acción glacial no puede ser aislada de los sistemas morfogenéticos que han actuado antes y después de ella y que, en unos casos, acentúan y, en otros, tienden a borrar las formas glaciares. En cualquier caso, tanto ellos como la propia morfogénesis glacial siempre están sometidos a las directrices estructurales, aunque sus relaciones con éstas varíen en el tiempo y en el espacio.

Todos estos factores -estructurales y morfoclimáticos- se han combinado en nuestra zona de estudio de tal manera que han dado lugar a un rasgo topográfico fundamental: la acusada disimetría observable a uno y otro lado de la línea de cumbres principal del Macizo; esta topografía, combinada con otros factores de tipo climático y biogeográfico, es la principal responsable del contraste paisajístico que presentan las dos vertientes, asturiana y leonesa, del Macizo de Ubiña.

N O T A S

- (1) La trascendencia de la tectogénesis alpídica en el ámbito herciniano cantábrico es cuestión bastante polémica. En lo que respecta a nuestra zona de estudio, dejaremos de lado cualquier alusión concreta a la edad de algunos accidentes tectónicos, debido a la falta de referencias detalladas en los estudios geológicos recientes. LLOPIS (1954) menciona una asociación de fallas de edad alpina a causa de la cual se habría levantado el conjunto del Macizo sobre las tierras situadas más al N., pero ni en éste ni en los demás trabajos que hemos consultado se alude a la existencia de accidentes tectónicos alpinos en el interior del conjunto montañoso que nos ocupa.
- (2) No obstante, en la cartografía geológica de GARCIA FUENTE (1959) se representa como Areniscas de Naranco el conjunto del Devónico del valle de Tuiza.
- (3) Aunque, de acuerdo con el esquema cronológico propuesto por MARCOS (1968 a, 1968 b), el origen de la Falla de León sería intraherciniano.
- (4) Otras fracturas menores, las diaclasas concretamente, también parecen tener una dirección preferentemente perpendicular al rumbo de los pliegues, aunque sólo nos basamos en algunas observaciones parciales, dada la ausencia de trabajos previos al respecto y el esfuerzo suplementario que supondría realizarlos en el marco de nuestra investigación.
- (5) En todos los casos, el número romano que sigue al nombre de cada glaciar permite su identificación sobre la fig. 5.
- (6) Todavía en la actualidad, la riega del Valle se ve obligada a modificar su trazado a causa de la presencia de los depósitos morrénicos abandonados por la lengua principal del glaciar de Cerreos.
- (7) Se demuestra la interrupción de la corriente de hielo por la práctica ausencia de huellas de abrasión glaciar en las Calizas de Santa Lucía que constituyen el escarpe inferior de la plataforma.
- (8) Se utiliza aquí el término "área de acumulación" en un sentido amplio, como equivalente de "zona de cabecera", y no en el sentido estricto que se le da en Glaciología.
- (9) No hay que olvidar que el nivel de charnela de los diferentes pliegues desciende de W. a E. en el anticlinorio.
- (10) No existe un acuerdo en lo que se refiere al poder disolvente de las aguas de fusión glaciar, ya que mientras EK (1966) ha demostrado mediante análisis realizados en las Dolomitas el elevado pH y débil con

tenido en carbonato cálcico de las aguas de fusión del glaciar de la Marmolada -frente a la mayor agresividad de las resultantes de la fusión en un nevero contiguo- otros autores resaltan la importancia morfológica de este tipo de aguas en las áreas calcáreas, principalmente durante los procesos de deglaciación (CORBEL, 1968).

- (11) Con grandes disponibilidades, por tanto, en CO_2 .
- (12) No existen pruebas de carácter morfológico que testimonien con una mínima claridad la sucesión de dos o más fases glaciares en el Macizo de Ubiña, ya que los restos morrénicos se encuentran en un estado muy similar, siendo atribuibles algunas variaciones en su aspecto externo al diferente grado de colonización vegetal y a la distinta incidencia de los procesos morfogenéticos postglaciares. En cualquier caso, debido a la excelente conservación de la mayor parte de las morenas, cabe hacerlas corresponder con una fase glaciar reciente, como ha concluido la mayoría de los autores que se han referido al ámbito cantábrico, aunque ello no obsta para que invoquemos la necesidad de estudios cronológicos más detallados que permitan confirmar estas impresiones.

B I B L I O G R A F I A

ALONSO OTERO, F., ARENILLAS, M. & SAENZ RIDRUEJO, C. (1981): "La morfología glaciar en las montañas de Castilla La Vieja y León", I Congr. de Geogr. de Castilla y León, pp. 23-43. Consejo Gral. de Castilla y León.

ALLER, J. (1981): La estructura del borde sudoeste de la Cuenca Carbonífera Central. Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Universidad de Oviedo.

ARENILLAS, M. & ALONSO OTERO, F. (1981): "La morfología glaciar del Mampodre (León)". Bol. de la R.S.E.H.N., 79, pp. 53-62.

BARRERE, P. (1964): "Le relief karstique dans l'Ouest des Pyrénées Centrales". Rev. Belge de Géogr., pp. 9-62.

CARBALLO, J.M. (1979): Estudio de la flora y vegetación del sector N. del Macizo de Ubiña (Asturias). Memoria de Licenciatura (ej. mecanografiado). Facultad de Ciencias, Oviedo.

CORBEL, J. (1968): "Karsts et glaciers quaternaires (Irlande et Laponie)". Noröis, pp. 470-479.

CORUGEDO, E. (1932): "La Geología de la Cuenca del río Tuiza y sus reser-

vas de energía hidráulica". II Congr. Agrup. Ing. Min. NO. España, pp. 31-47. Oviedo.

EK, C. (1966): "Faible agressivité de l'eau de fonte des glaciers: l'exemple de la Marmolada (Dolomites)". Ann. Soc. Geol. Belgique, 89, pp. 177-188.

EMBLETON, Ch. & KING, C.A.M. (1968): Glacial Geomorphology. Ed. Arnold. London.

GARCIA FUENTE, S. (1959): Explicación de la hoja nº 77. La Plaza (Ieverga). Mapa Geol. Esp. a escala 1:50.000. I.G.M.E. Madrid.

GOMEZ DE LLARENA, J. & RODRIGUEZ ARANGO, C. (1948): "Datos para el estudio de la Babia Baja (León)". Bol. del I.G.M.E., vol. LXI, pp. 79-206. Madrid.

JULIVERT, M. (1971): "Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain". Am. Jour. of Sci., vol. 270, pp. 1-29. New Haven.

JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1971): Memoria de la Hoja nº 9, Cangas del Narcea, del Mapa Geológico de España a escala 1: 200.000 I.G.M.E. Madrid.

JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1973): "Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain)". Amer. Jour. of Sci., vol. 273, pp. 353-375. New Haven.

JULIVERT, M., RAMIREZ DEL POZO, J. & TRUYOLS, J. (1971): "Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies". Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, v. 3 Ed. Technip. París.

JULIVERT, M., TRUYOLS, J. & GARCIA ALCALDE, J. (1971): Memoria de la Hoja nº 10, Mieres, del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. I.G.M.E. Madrid.

LUEJE, J.R. (1958): El Macizo de Ubiña. Sep. del Bol. nº 28 de A.M.A. Torrecerredo. Gijón.

LLOPIS, N. (1954): "El relieve de la región central de Asturias". Est. Geogr., nº 57, pp. 501-550. Madrid.

LLOPIS, N. (1955): "Estudio geológico del reborde meridional de la Cuenca Carbonífera de Asturias". Pirineos, nº 31-32, pp. 33-177. Zaragoza.

LLOPIS, N. (1964): "Sur la paleotectonique des Asturies et ses rapports avec la moitié Occidentale de la Peninsule Ibérique". Brev. Geol. Asturica, nº 1-4, pp. 91-140. Oviedo.

LLOPIS, N. & JORDA, F. (1957): Mapa del Cuaternario de Asturias. Dip. Prov. de Oviedo.

- MARCOS, A. (1968 a): "Nota sobre el significado de la Leon line". Brev. Geol. Asturica, nº 3, pp. 1-5.
- MARCOS, A. (1968 b): "La Tectónica de la Unidad La Sobia-Bodón". Trab. de Geol., nº 2, pp. 59-87.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A., GUTIERREZ CLAVEROL, M. & VARGAS, I. (1968): Geología de la región de la Cordillera Cantábrica comprendida entre los puertos Pajares y Ventana (León-Asturias). Doc. de Inv. Geol. y Geotectónica. E.T. S.I.M. Oviedo.
- MARTINEZ DE PISON, E & ARENILLAS, M. (1976): "El problema de la sobreexcavación glaciaria". Est. Geogr., pp. 407-434. Madrid.
- MUÑOZ JIMENEZ, J. (1980): "Morfología estructural y glaciario en la Cordillera Cantábrica: el relieve del Sinclinal de Saliencia". Ería, nº 1, pp. 35-67. Oviedo.
- NICOD, J. (1970): "Sur la vitesse d'évolution au cours du Quaternaire de quelques formes karstiques superficielles". Ann. de Géogr., pp. 311-324.
- NICOD, J. (1975): "Les cuvettes glacio-karstiques dans les hautes montagnes méditerranéennes et alpines". Cuad. Geogr. Univ. Granada, Serie Monográfica, nº 1, pp. 7-17.
- NUSSBAUM, F. & GIGAX, F. (1953): "La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica". Est. Geogr., nº 51, pp. 261-270. Madrid.
- RAMSAY, J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Co., London. (Ed. cast., Blume Ed., Madrid, 1977).
- SITTER, L.U. De & VAN DER BOSCH, W.J. (1968): "The Structure of the SW part of Cantabrian Mountain". Leidse Geol. Mededelingen, Deel 43, pp. 213-216. Leiden.
- STICKEL, R. (1929): "Observaciones de morfología glaciaria en el NO. de España". Bol. de la R.S.E.H.N., vol. XXIX, pp. 297-313. Madrid.
- TERAN, M. De, SOLE, L. et al. (1978): Geografía General de España. Ed. Ariel. Barcelona.