

JUAN CARLOS CASTAÑÓN ALVAREZ y MANUEL FROCHOSO SANCHEZ

MORFOLOGIA GLACIAR COMPARADA EN LAS MONTAÑAS CANTABRICAS (SIERRA DE PEÑA SAGRA Y MACIZO ORIENTAL DE LOS PICOS DE EUROPA)

En cualquier disciplina que tenga por objeto el estudio del espacio, y mucho más si éste es el natural, el trabajo de campo debería desempeñar un papel fundamental, no sólo en la investigación —en la medida en que no es sustituible por técnicas de gabinete como la fotointerpretación—, sino también en la enseñanza. Estas razones impulsaron a la Sección de Geografía de Oviedo a organizar en Julio de 1981 el primer curso de trabajos de campo, que, dirigido fundamentalmente a los estudiantes de 5º curso de la especialidad, se desarrolló en varios lugares de Asturias y Cantabria situados en torno al contacto del Macizo Asturiano con la Cordillera Cantábrica. Le sucedieron otros tres hasta el curso 84 - 85, realizados todos ellos con la pretensión de agrupar prácticas sobre el terreno relativas tanto a la Geografía física como a la humana.

Fueron las limitaciones que ese enfoque suponía, fundamentalmente la falta de tiempo para profundizar en los problemas planteados, las que hicieron aconsejable reducir la amplitud del objeto de los trabajos y, así, se proyectó que el estudio de las formas de relieve de origen glaciar constituyera el motivo fundamental de observación y realización de trabajos prácticos a lo largo del V curso, celebrado conjuntamente por las secciones de Geografía de Oviedo y Santander entre los días 21 y 27 de Junio de 1985.

Vimos la conveniencia, no obstante, de que los trabajos se realizasen en dos lugares distintos que, presentando características diferentes, tuviesen otras en común, de tal manera que fuese posible establecer una comparación entre los modelados glaciares respectivos y, en definitiva, evaluar de un modo lo más general posible los efectos de los hielos cuaternarios sobre el relieve de las montañas cantábricas.

Teniendo en cuenta tales premisas, fueron elegidos el valle de Valdezmo, en el Macizo Oriental —o de Andara— de los Picos de Europa, y el valle del Tánago, en la Sierra de Peña Sagra, ya que ambos conjuntos, presentando características litológicas distintas —calcáreas en el primer caso, detrítico - silíceas en el segundo—, corresponden a morfoestructuras análogas de tipo monoclinas, pues, si bien la tectónica de plegamiento de Peña Sagra se diferencia geológicamente del conjunto de escamas cabal-

gantes de Andara, ambas dan lugar a formas estructurales comparables, con una sucesión de frentes de capas orientados al Sur y dorsos medianamente inclinados hacia el Norte. A estas analogías morfoestructurales había que añadir similitudes en la distancia respecto a la costa, en la altitud por encima de los 2.000 m. de los dos macizos y en la disposición del relieve de sus respectivos entornos, de donde cabía deducir condiciones climáticas comparables.

Pero las diferencias litológicas antes apuntadas hacían presumir igualmente tanto un relieve preglaciar distinto —de características cársticas en los Picos de Europa y con un sistema de valles fluviales en Peña Sagra— como una evolución morfogénica distinta tras la retirada de los hielos. Se consideraba además que los propios procesos modeladores glaciares habían tenido desigual importancia, puesto que la extensión y el volumen de los hielos no habían sido los mismos en ambos casos.

A todos estos rasgos, comunes en unas ocasiones y contrastados en otras, había que añadir un último motivo para la elección de estas áreas montañosas: tanto una como otra apenas han sido estudiadas geomorfológicamente hasta el momento, existiendo sólo referencias concretas, pero bastante superficiales, de Obermaier (1914) al glaciario cuaternario del Macizo Oriental de los Picos de Europa.

Elegidos los lugares, aún quedaba por definir cuáles habrían de ser los trabajos prácticos que reflejasen los resultados de la investigación y, al mismo tiempo, siendo realizados paralelamente al curso de ésta, cómo intervendrían en ella de modo directo en tanto que instrumentos de análisis. No todas las técnicas podían desarrollarse en igual medida por varias razones; por un lado, no parecía recomendable explicar y practicar técnicas que no fuesen viables por las dificultades prácticas que podía plantear su realización (por ejemplo, las de análisis granulométrico, habiendo escasez de cortes representativos); por otro lado, y puesto que se trataba de enseñar la razón de ser de las técnicas de investigación en función —y no aisladamente— de la finalidad del estudio, sólo parecía conveniente llevar a cabo aquéllas que cumpliesen dicho cometido.

También la necesidad de establecer ese vínculo

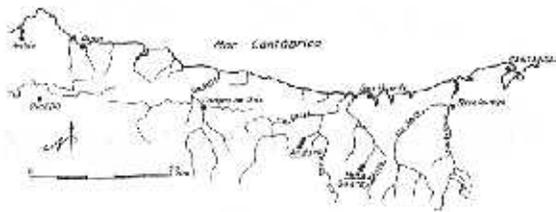


Fig. 1. Situación de los valles estudiados.

estrecho entre objeto de estudio y técnicas nos lleva a exponer en este artículo, aparte de los resultados de la investigación, las prácticas realizadas, en su doble función ya aludida de instrumentos de análisis y de reflejo sintético de dichos resultados.

Una vez aclarados los fines de los trabajos y los medios para llevarlos a cabo, sólo quedaba solucionar los problemas de organización: aunque las características específicas de este V curso de campo requerían ciertas condiciones, fundamentalmente el alojamiento en tiendas de campaña en lugares bastante alejados de los núcleos de población, creemos que las dificultades que su cumplimiento planteó fueron bien salvadas a lo largo del curso. Sólo la persistencia de la niebla durante la estancia al pie de Peña Sagra impidió llevar a cabo una parte importante de los trabajos prácticos, aunque se efectuaron los recorridos previstos.

En cualquier caso, el balance de los resultados es, en nuestra opinión, muy positivo: el curso nos ha supuesto a los profesores la adquisición de experiencia en la organización de este tipo de actividades, además de servirnos para llevar a cabo una investigación mediante los trabajos de preparación y las explicaciones e intercambios de opinión durante el curso; a los alumnos les ha permitido entrar en contacto con una serie de técnicas, fundamentalmente cartográficas, y, lo que quizá sea más importante aún, les ha servido para recibir un determinado modo de entender el trabajo de campo en Geografía física, que a nosotros nos ha sido transmitido mediante experiencias similares y que hemos tratado de comunicar en el único lugar donde esta transmisión podía ser efectiva: en contacto con la Naturaleza.

Ha de entenderse, por tanto, que el contenido de este artículo es resultado de la preparación y realización del V curso de campo, y, en relación con ello, que su finalidad es doble: pretende tanto dar a conocer los resultados de una investigación sobre morfología glaciar comparada, como recoger un proyecto de curso de campo, en buena medida realizado.

¹ Con el fin de comprender la relación entre formas de relieve y estructura geológica en ambos conjuntos montañosos, se hicieron una serie de observaciones sobre el terreno, relativas a datos geológicos (naturaleza del roquedo, inclinación y rumbo de capas y fracturas), que permitieron elaborar sendos cortes geológicos (Fig. 2)

DOS CONJUNTOS MORFOESTRUCTURALES ANALOGOS CON UNA ESTRUCTURA GEOLOGICA DISTINTA

Existe, tanto en Peña Sagra como en Andara, un tipo de relieve que, en sus rasgos fundamentales, refleja la disposición del esqueleto estructural. En ambos casos, las principales líneas del relieve se alargan aproximadamente de W a E, surcadas regularmente por largos valles de trayectoria perpendicular, cuyos fondos se inclinan moderadamente con orientaciones variables entre la NW y la NE, cuando aparecen en la vertiente septentrional, y miran a puntos comprendidos entre el SW y el SE si lo hacen en la meridional, siendo de mucho menor recorrido en este último caso. Los interfluvios también participan de estas características, estando constituidos respectivamente por largas rampas de inclinación media orientadas más o menos al norte y ocasionalmente desdobladas en crestones secundarios, y por marcadas aristas de fuerte inclinación hacia el sur.

En suma, el relieve de ambos conjuntos aparece representado por sendas elevaciones disimétricas, en cada una de las cuales se encajan varias depresiones de rumbo aproximadamente perpendicular y especialmente desarrolladas en la vertiente septentrional.

Los rumbos cruzados de ambos conjuntos topográficos se corresponden con las líneas maestras de la estructura geológica, de tal modo que se conjugan, tanto en uno como en otro macizo, líneas tectónicas principales de rumbo aproximado W - E o NW - SE con otras secundarias, cuyas trayectorias más características son la WNW - ESE, la NW - SE y la NE - SW. Las primeras coinciden con el rumbo de las capas, cuya inclinación constante hacia el norte produce la disimetría característica de ambos conjuntos montañosos; del aprovechamiento de las líneas secundarias resultan las depresiones transversales, que interrumpen la continuidad de los conjuntos monoclinales, no sólo en sus dorsos, sino también en los sectores frontales respectivos.

Sin embargo, tras estas similitudes generales de orden morfoestructural, se esconden estructuras geológicas sustancialmente distintas, tanto en lo referido a la naturaleza del roquedo como en lo tocante a su disposición tectónica, por lo que se hace necesario especificar las características de cada conjunto por separado¹.

1. Peña Sagra en su entorno geológico: el sector de transición entre el Macizo Asturiano y la Cordillera Cantábrica

La totalidad de la vertiente septentrional de este macizo montañoso y una parte importante de la meridional están modeladas sobre un roquedo si-

en los que se pretendía sintetizar analogías morfoestructurales y rasgos geológicos distintivos. La complementación de los datos de campo con los obtenidos a través de la fotointerpretación ha permitido realizar los diagramas de rumbos de fracturas correspondientes a las figuras 3 y 4.

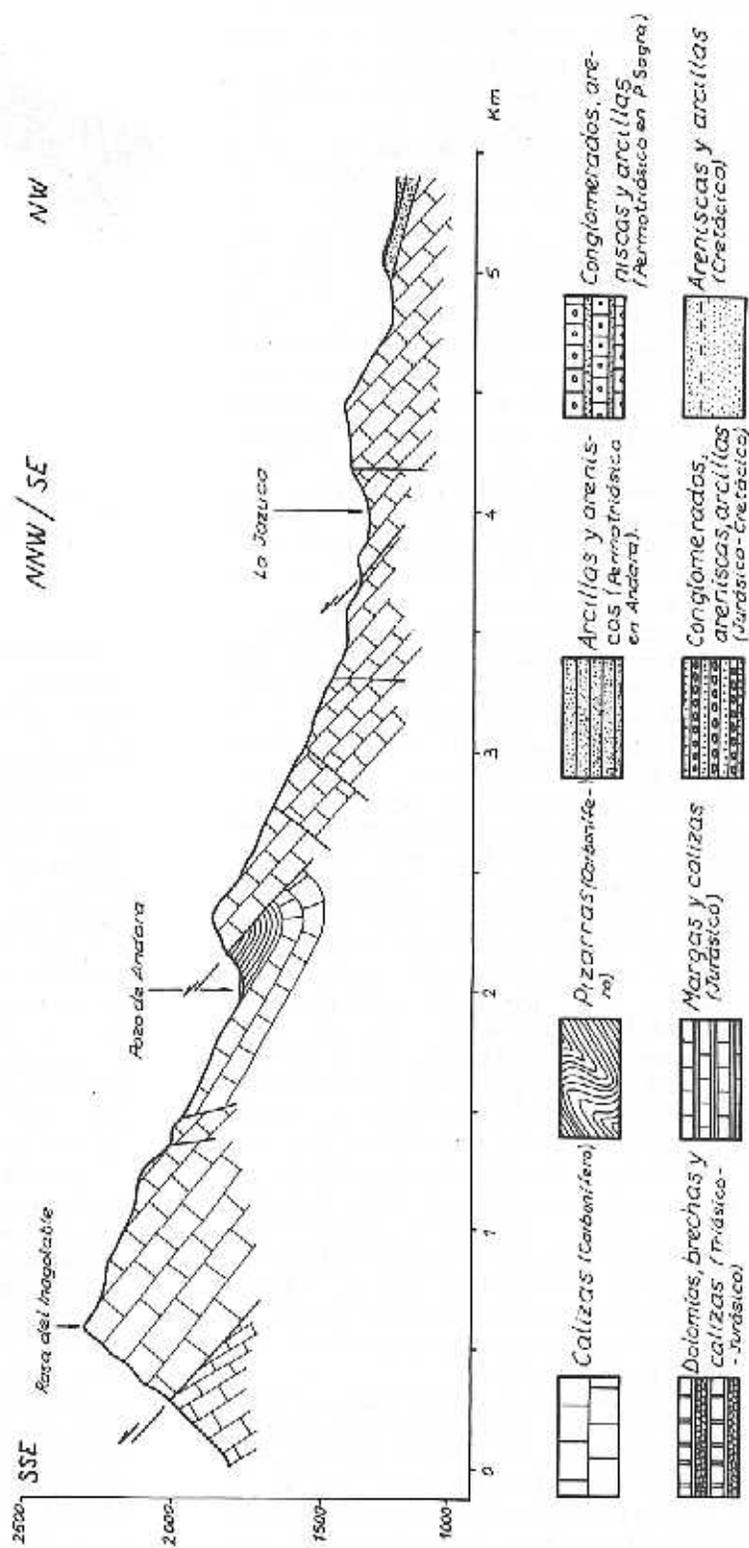
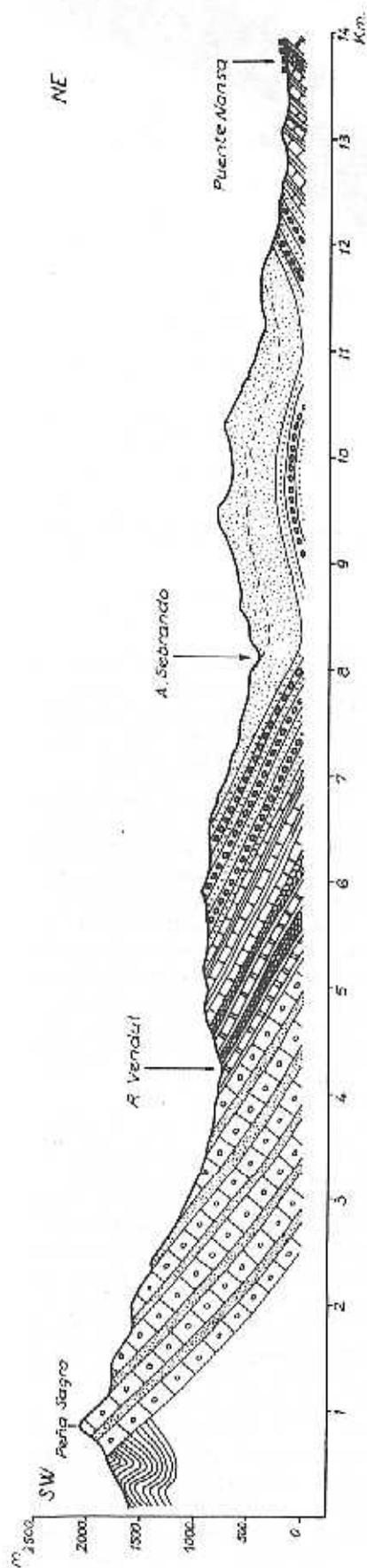


Fig. 2. Cortes geológicos de Peña Sagra (arriba) y Andara (abajo).

lítico de edad permotriásica, compuesto por una alternancia de capas de conglomerados, areniscas, arenas y arcillas, y superpuesto discordantemente al zócalo paleozoico, el cual llega a aflorar en el tramo inferior de la ladera sur, representado por las pizarras carboníferas. Corresponde, pues, aquel conjunto litoestratigráfico a la base de la cobertera mesozoica, depositada una vez que la orogenia hercínica plegó y fracturó la serie sedimentaria paleozoica.

Hacia el N, dicha serie no aflora hasta transcurridos unos 15 Km. en línea recta desde la cumbre de Peña Sagra, y, a diferencia de lo que sucede en la vertiente meridional de ésta, no aparece bajo la base permotriásica de la cobertera sedimentaria, sino que la cabalga. Entre ambos afloramientos permotriásicos extremos, las bandas de materiales se disponen simétricamente a ambos lados de un eje que, enlazando varias sierras alargadas de NW a SE, corresponde a un amplio afloramiento del Cretácico inferior en la típica facies wealdense, compuesta por rocas detríticas de grano generalmente fino y naturaleza silícea. Entre cada uno de los extremos permotriásicos y el mencionado eje de simetría, se intercalan sendas bandas de materiales jurásicos, fundamentalmente calcáreos, de tal modo que, a grandes rasgos, existe una alternancia de facies detríticas silíceas y facies calcáreas, enlazadas entre sí por otras de transición.

La banda wealdense central también constituye un eje de simetría tectónica, ya que hacia ella convergen los buzamientos de las capas situadas a uno y otro lado, dibujando por tanto un amplio y laxo sinclinal, lo que explica la aparición de las rocas más antiguas hacia los bordes; como es frecuente, los valores de inclinación de las capas también aumentan progresivamente en esta misma dirección, pasando de los 20 - 25° de buzamiento en el núcleo a los 40 - 50° de los afloramientos permotriásicos.

Este pliegue, con el rumbo WNW - ESE típico de las principales estructuras alpinas en el norte peninsular, no es la única deformación que la cobertera mesozoica sufrió después de sedimentarse, ya que una red de fracturas WNW - ESE y NE - SW compartimenta los afloramientos, siendo especialmente visible en los dorsos de las capas duras del Permotriásico. Además de estas líneas de fractura patentes, generalmente de orden menor, hay otras cuya existencia puede suponerse, pero difícilmente comprobarse en el campo, ya que, teniendo dimensiones considerables, suelen estar recubiertas por depósitos o vegetación y no ponen en contacto materiales distintos; es el caso de la que supuestamente sigue el arroyo Sebrando en una buena parte de su recorrido y que se puede intuir por el trazado perfectamente rectilíneo de éste.

Dentro de este cuadro estructural general, la Sierra de Peña Sagra ocupa al SW una posición marginal, correspondiendo en líneas generales a un gran crestón de rocas permotriásicas, cercanas al cierre perisinclinal occidental y destacadas sobre las bandas calcáreas jurásicas, que se disponen al norte como un pasillo intermedio entre el crestón y las sierras modeladas sobre el jurásico margo - calcáreo y el cretácico inferior detrítico. El valle del Tánago interrumpe el citado crestón en su vertiente N, aprovechando un desarrollado sistema de fracturas NE - SW (Fig. 3), muy probablemente asociadas a la prolongación meridional de la supuesta fractura

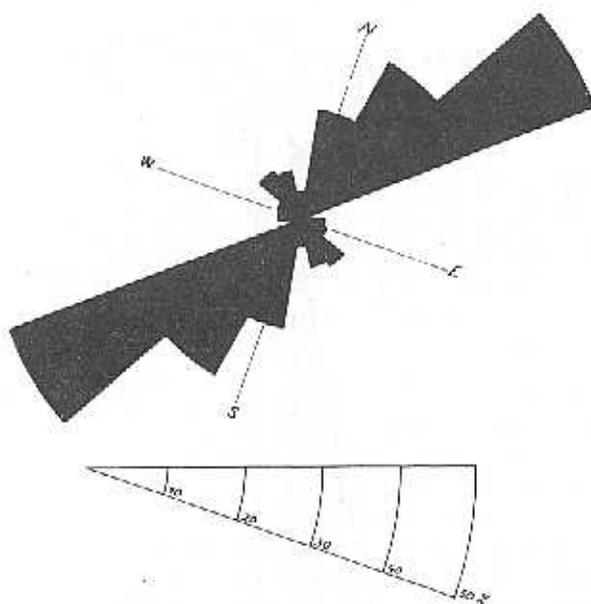


Fig. 3. Diagrama de rumbos de fracturas en el valle de Tánago (muestra: 84 fracturas).

de Sebrando, con la que enlaza a la perfección el tramo alto del valle; sin embargo, el cambio de rumbo del tramo bajo, que será explicado más adelante, no parece obedecer a una influencia estructural, sino a una evolución morfológica peculiar.

Si la homogeneidad litológica y la fidelidad a la estructura geológica fueran totales, el valle del Tánago aparecería, pues, como una depresión abierta al NE, con cabecera formada por un espaldar coincidente con el dorso de las capas más antiguas y que, aguas abajo, constituiría también el soporte del fondo del valle; a ambos lados de éste, los dorsos de las capas más modernas, evacuadas del fondo de valle, se conservarían en los interfluvios, dando lugar a rampas estructurales inclinadas hacia el NE según el buzamiento de las capas, que aquí comienzan a incurvarse hacia el N para dibujar el cierre occidental del sinclinal.

Sin embargo, la única forma que se adapta exactamente a la disposición estructural es el espaldar de la cabecera, mientras que el fondo de valle y las culminaciones de los interfluvios constituyen superficies topográficas que cortan las capas a bisel, lo cual no impide que, debido a los contrastes litológicos, dichas capas aparezcan ocasionalmente en resalte, dando lugar en los interfluvios a crestones recortados en forma de ojivas (*chêvrons* en la terminología clásica) y ocasionando en el fondo de valle rupturas de pendiente que, como se verá, han sido acentuadas en mayor o menor medida por los hielos. Culminaciones de interfluvios y fondo de valle están enlazados por vertientes que, cortando transversalmente las capas, también acusan la influencia estructural, al aparecer surcadas por canales labradas en las intercalaciones arcillosas y areniscosas, que aíslan aristas sobre los niveles de conglomerados; existe, pues, una continuidad entre crestones de los interfluvios, aristas y umbrales en el fondo de valle, formando así bandas que alternan con las

constituidas por collados, canales y rellanos o cubetas. De este modo, las formas estructurales involucran a la práctica totalidad del valle, aun cuando no traduzcan con absoluta fidelidad el dispositivo geológico original.

2. El Macizo de Andara dentro del dominio cabalgante de los Picos de Europa

Pese a que aquí hablemos de la estructura geológica de Andara en segundo lugar, en razón de su mayor complejidad, el conjunto predominantemente calcáreo que constituye este macizo corresponde al zócalo que, más al Este, sirve de soporte a la cobertera mesozoica sobre cuyo tramo más antiguo está modelada Peña Sagra.

Por tanto, la parte principal de las deformaciones que acusa la masa calcárea de los Picos de Europa se produjo al final de los tiempos paleozoicos, poco después de finalizada su sedimentación.

Pero no es la distinta edad de las principales deformaciones tectónicas la única diferencia existente entre los dos conjuntos; también existen contrastes en el estilo de aquéllas, ya que, en contraposición al roquedo suavemente plegado de Peña Sagra, la serie sedimentaria de los Picos fue en su momento más intensamente deformada: tras la génesis de estructuras plegadas escasamente visibles hoy día, al proseguir los esfuerzos tectónicos sobre una masa calcárea de gran competencia, en unas condiciones de presión y temperatura muy superficiales, se produjo su fragmentación en escamas, que se fueron imbricando entre sí hasta solapar prácticamente en su totalidad los restos de los pliegues. Estos cabalgamientos tuvieron lugar según planos más o menos paralelos a los de estratificación (MARQUINEZ, 1978), aprovechando niveles que, por su carácter incompetente y contenido arcilloso, cumplieron el papel de capas lubricantes.

Tal es el caso de la formación Griotte, de edad viseense, que, gracias a su característico color rojizo, es un indicador muy expresivo de la mayor parte de los frentes cabalgantes. Por encima de este delgado nivel (30 - 50 m.) de la base del Carbonífero, la homogeneidad litológica es prácticamente absoluta, variando sólo el grado de estratificación del roquedo.

Así, según MARQUINEZ (1978), el tramo masivo de Caliza de Montaña, similar a los afloramientos de este tipo que aparecen a W y E de los Picos de Europa, queda enmarcado por un tramo basal de calizas estratificadas oscuras y por otro que se le superpone y da paso, en su techo, a los 500 ó 600 m. de caliza masiva de los Picos de Europa, los cuales, añadidos a los 500 m. del tramo calizo precedente, hacen un total de más de 1.000 m. de roca caliza, en su mayoría masiva. Sólo en su parte alta, tras unos metros de calizas rojizas y nodulosas, aparecen las pizarras negras de la formación Lebeña, intercaladas con capas de calizas, areniscas y conglomerados. Este tramo fundamentalmente pizarroso, suele aparecer en el núcleo de sinclinales casi totalmente solapados por los frentes calizos cabalgantes, pero, en tales casos, el afloramiento es suficiente para causar, en combinación con la también deleznable formación Griotte o con cualquiera de los tramos calcáreos estratificados, y con la línea de ca-

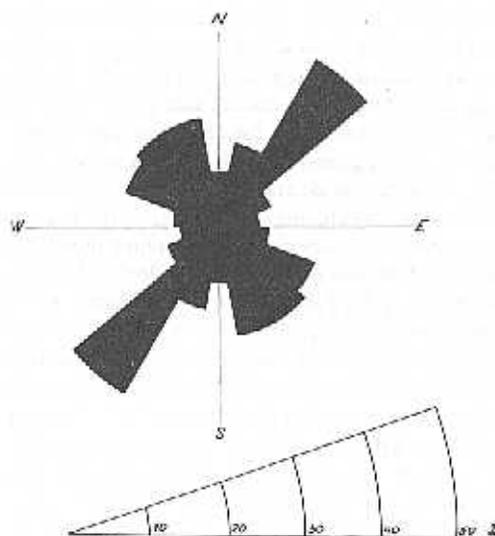


Fig. 4. Diagrama de rumbos de fracturas en el tramo medio del valle de Valdezizmo (muestra: 241 fracturas).

balgamiento correspondiente, pasillos y collados que separan cada frente de cabalgamiento del dorso de la escama siguiente.

No sólo la inclinación, sino también el rumbo original WNW - ESE de los frentes de cabalgamiento, coinciden generalmente con los de las capas. A la trayectoria de estos dos grupos de líneas tectónicas, próxima a la W - E, hay que añadir las líneas de falla que, con rumbo muy similar, van frecuentemente asociadas a retazos de cobertera permotriásica; todo parece indicar que tales fallas se formaron, por tanto, antes de la sedimentación post - hercíniana, pero los basculamientos del Permotriás hacia las líneas de fractura hace suponer que estos accidentes tectónicos volvieron a funcionar póstumamente. Este hecho es especialmente observable en la principal de las fallas, la que transcurre desde Tresviso hasta más al W de Bulnes, pasando por las inmediaciones de Sotres; en la mayor parte de su recorrido, está jalonada por un pequeño espesor de calizas discordantes sobre el zócalo, encima de las que se disponen las arcillas, areniscas y conglomerados con los característicos colores abigarrados del Triásico.

Asociadas a ésta principal, aparecen con su mismo rumbo una serie de fallas satélites, en cuyos planos, de buzamiento suave hacia el S, es frecuente observar estrias que indican un desplazamiento horizontal sinistral, esto es, del bloque septentrional hacia el W.

Además de este sistema de fallas de salto horizontal, existe una red de fracturas verticales o subverticales muy bien representada tanto sobre la cobertera como sobre el zócalo, y que resulta del entrecruzamiento en aspa de fracturas de rumbo NW - SE con otras de dirección NE - SW. Generalmente, las únicas que en Valdezizmo presentan cierta magnitud son las primeras, pero las segundas son más frecuentes, aun no existiendo entre ambos grupos un desequilibrio tan fuerte como en el Tánago (Fig. 4).

Son, en suma, las líneas tectónicas próximas a la dirección W - E las que, como en Peña Sagra, predominan y dan lugar a la disposición general del Macizo de Andara, cuyo suave descenso hacia el N y brusca caída hacia la Liébana, coinciden respectivamente con los dorsos de las escamas más septentrionales y con el gran frente de cabalgamiento meridional, el principal de todos, que pone en contacto el conjunto cabalgante de los Picos de Europa con el Carbonífero superior, fundamentalmente pizarroso, del dominio de la Liébana, dentro ya de la región geológica del Pisuegra - Carrión. Entre uno y otro extremos, se suceden una serie de relieves monoclinales que presentan una disimetría topográfica similar, sólo debidos ocasionalmente a desigualdades litológicas, como en Peña Sagra, y más frecuentemente en relación con una estructura en escamas.

El valle de Valdezmo, de modo también similar a lo que ocurre en Peña Sagra, está abierto hacia el NE gracias a la existencia de un desarrollado sistema de fracturas con igual dirección.

Pero tampoco en este caso puede hablarse de un relieve exactamente estructural, sino de una serie de superficies subestructurales, en las que las capas aparecen suavemente cepilladas a bisel y que ocupan una buena parte del fondo del valle, sobre todo en su tramo medio, dando lugar en los interfluvios a la aparición de rampas, como en la vertiente septentrional del Mancondú. También aquí estas rampas tienden a quedar recortadas en forma de ojivas, lo cual puede producir una falsa impresión en la cartografía geológica acerca del trazado de los frentes de cabalgamiento, que adoptan en estos casos una forma marcadamente convexa hacia el S.

Puede concluirse, por tanto, que en ambos conjuntos la estructura geológica sigue teniendo una traducción bastante clara en las grandes formas de relieve, y aún habría que añadir que el modelado preglaciar y el debido a los hielos cuaternarios han sido guiados determinadamente por el entramado estructural, aspecto en el que volveremos a insistir al hablar de las formas de excavación glaciar.

LOS GLACIARES PLEISTOCENOS DEL TANAGO Y VALDIEZMO

La instalación de masas de hielo y, en última instancia, su eficacia modeladora están principalmente condicionadas por dos tipos de factores: mientras que unos -los de orden climático- aun presentando diferencias, eran comparables en las dos zonas estudiadas, el relieve preglaciar fue, sin lugar a dudas, sustancialmente diferente.

Dentro del primer grupo de factores puede, a su vez, establecerse una distinción entre los relativos a la circulación atmosférica general y las variaciones climáticas alitudinales. En lo tocante a la posición de los dos macizos con respecto a los flujos de masas de aire húmedo y frío, el conocimiento sólo aproximado y aún lleno de conjeturas acerca de la circulación atmosférica durante el Pleistoceno, y la similitud en cuanto a la disposición general de los dos macizos frente a tales flujos de aire (orientación, distancia del mar,...), nos impiden manejar con un mínimo rigor este criterio a la hora de explicar contrastes en la glaciación de una y otra

áreas montañosas, aunque somos conscientes de que puede ser causa determinante de las diferencias, hoy comprobables, en la ocupación por los hielos pleistocenos de algunos macizos que, situados todos en la España atlántica, acusaron desigualmente los efectos del recrudescimiento del clima (v. MARTINEZ DE PISON & ARENILLAS, 1981 y 1984).

Otros aspectos, el gradiente térmico negativo y la muy verosímil y consiguiente existencia de un óptimo pluviométrico relativamente alto, si han desempeñado seguramente un importante papel en la desigual glaciación de Peña Sagra y Andara, ya que las máximas elevaciones de este último macizo superan en unos 400 m. a las del primero; se comprende aún mejor que tales factores hayan tenido importancia en este caso si consideramos que el valle del Tanago presenta una pendiente longitudinal relativamente fuerte y, en consecuencia, la proporción de terrenos por encima de los 1.500 m. era bastante menor que en Valdezmo.

Ese contraste entre los respectivos relieves preglaciares, dentro ya del grupo de factores de orden topográfico, dependen en última instancia de las peculiares condiciones hidrológicas de cada uno de los dos macizos, condiciones aún vigentes en la actualidad: en Peña Sagra, el agua caída sobre el conjunto montañoso era drenada superficialmente, mientras que en Andara, dada su condición de macizo cárstico, era recogida por las depresiones cerradas en el área de absorción y, tras efectuar una migración subterránea más o menos prolongada, resurgía a la superficie, siendo drenada en condiciones subaéreas sólo a partir de ese momento.

En consecuencia, el relieve preglaciar de Peña Sagra se podría resumir por la existencia de un conjunto montañoso con un sistema de valles transversales a la alineación principal y cuyas cabeceras se encontraban situadas justamente bajo las principales culminaciones; la nieve se acumularía en dichas cabeceras y en los tramos altos de los valles.

Por el contrario, el relieve de las áreas más elevadas de Andara consistía, y aún consiste, en un conjunto de depresiones cerradas; en el caso concreto de Valdezmo, sólo por debajo de los 1.800 m. aparece un amplio valle, accidentado en detalle por algunas depresiones cerradas de pequeño tamaño -lo que indica el reciente inicio de su función como área de absorción de aguas-, pero abierto en conjunto hacia abajo; en estos tramos medio e inferior aún aparecen en la actualidad señales de drenaje superficial, generalmente de carácter estacional (surgencias, cauces, sumideros,...). El contraste de este último sector con la zona más elevada puede explicarse, en consecuencia, por factores hidrológicos y, más concretamente, por la existencia de una serie de resurgencias, en su mayoría ya fósiles, a la altura de las minas de Andara, que señalarían antiguamente el límite inferior del conjunto de absorción; aguas abajo, el drenaje subaéreo ha sido el responsable principal de la existencia de un amplio valle que se va estrechando de modo rápido hacia abajo, dibujando en planta la figura de un triángulo que presenta una ancha base al S y apunta al N. Por consiguiente, la nieve se acumularía fundamentalmente en el conjunto topográfico más elevado, el de las depresiones cerradas, mucho más apto para tal fin que las cabeceras torrenciales de Peña Sagra.

Puede asegurarse, en suma, que la mayor im-

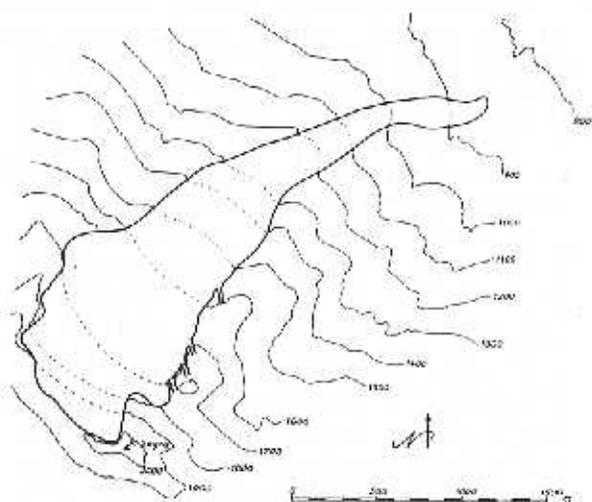


Fig. 5. Reconstrucción del glaciar del Tánago (equidistancia de las curvas de nivel: 100 m.; en punteado, curvas supuestas sobre el hielo).

portancia del volumen de hielos asentado durante parte del Pleistoceno en Valdezmo se explica en buena medida por las particularidades de un relieve preglaciar especialmente adecuado para la sobrea-cumulación de nieve.

Pero las diferencias entre ambos conjuntos glaciares no sólo residen en su desigual volumen, sino que también quedan claras al comparar el grado de complejidad de cada uno de ellos; siguiendo un orden lógico, trataremos en primer lugar, como se hizo durante el curso, del caso más elemental, el del glaciar del Tánago, para a continuación examinar las características del aparato glaciar de Valdezmo².

1. El glaciar del Tánago

Con cabecera situada al pie de Peña Sagra (2.053 m.), esta corriente de hielo descendía hasta unos 850 m. en la fase álgida de la glaciación, alcanzando en tales condiciones los 3.250 m. de longitud, una anchura media de unos 450 m. y una extensión total de 139 Ha. en el plano horizontal. Se trataba, como ya hemos mencionado, de un glaciar relativamente sencillo, con un circo elemental en la parte más alta y una lengua de tipo alpino; el actual perfil longitudinal del valle y las peculiares características de las morrenas laterales, que se explicarán en el capítulo dedicado a las formas de sedimentación, indican claramente una rápida pérdida de espesor, desde los 100 m. aproximadamente del sector más elevado hasta los 50 que, ya unos 1.500 m. antes del frente, presentaba la lengua; la pérdida de

espesor era especialmente importante en el tramo final, debido a la aparición en el sustrato rocoso de una banda de materiales deleznable y a la consiguiente ruptura de pendiente. No obstante, este mismo aumento de inclinación del lecho y la consiguiente inercia del hielo hicieron que la altitud alcanzada por el frente fuera anómalamente baja en comparación con la de otros glaciares de parecidas características en el ámbito cantábrico.

El escaso desarrollo de este glaciar no tiene que ver, al menos exclusivamente, con una deficiente alimentación, ya que la existencia de un amplio collado en la cabecera del circo y la presencia, en un buen trecho de la margen derecha, de canales de aludes parecen indicar un suministro de nieve bastante abundante y repartido en el tiempo. Por otro lado, la orientación NE de la cabecera es la más frecuente en el conjunto cantábrico y, en consecuencia, la que cabe esperar que fuera más favorable para la acumulación de nieve.

Por tanto, dado el carácter marginal de la glaciación, sólo queda pensar que fuera una topografía preglaciar poco adecuada para la acumulación de nieve, pero idónea para el rápido drenaje del hielo formado, la que impidió un mayor desarrollo de la corriente de hielo, y, en consecuencia, la que limitó sus efectos modeladores.

Hielos abajo del área de acumulación, se producía, a unos 1.400 m. de altitud, el único cambio de rumbo en todo el recorrido del glaciar, dibujando éste un codo mediante el que se pasaba de la primitiva dirección NE a un rumbo más tendido al E. Pese al carácter pronunciado de tal inflexión y a la escasa elevación que en este punto presenta la margen izquierda del lecho, no hay indicios de que se produjera difluencia alguna, circunstancia que confirma el reducido volumen de los hielos, que impidió al glaciar modificar el trazado del cauce preexistente.

Ese trazado previo resulta en principio algo complicado de explicar, ya que, enlazando con el rumbo del tramo alto del valle, se extienden del otro lado de su margen izquierda, desde el punto de inflexión, unos depósitos que presentan características torrenciales; tal enlace sugiere que el drenaje tenía lugar en un principio hacia el NE, a favor de la línea de fractura aún hoy seguida más al N por el arroyo Sebrando, y por consiguiente también induce a pensar que, una vez obstruido el drenaje en tal dirección a causa de la construcción del cono, las aguas recogidas en la parte alta fueron desviadas hacia el río Vendul, situado inmediatamente al E del Sebrando. A la disposición de los depósitos torrenciales en relación con el cambio de rumbo del valle, hay que añadir el encajamiento en ellos de los sedimentos morrénicos, hecho que prueba la mayor antigüedad de los torrenciales y, por tanto, contribuye a confirmar lo expuesto.

Dicho encajamiento se observa en un corte del que se hablará más extensamente en el apartado de-

² Hemos reconstruido los aparatos glaciares basándonos fundamentalmente en los restos morrénicos y en su relación con las formas de excavación mayores (circos, valles glaciares). Un aspecto concreto, el espesor del hielo, puede plantear problemas, ya que fenómenos de excavación o de colmatación postglaciares pueden hacer variar la altura en el fondo y las laderas del cauce

después de la retirada de los hielos; no obstante, esta variación no es importante en ninguno de los dos casos estudiados en este trabajo, como puede verse en el apartado dedicado a la morfogénesis postglaciar. Los resultados de la reconstrucción pueden verse en las figuras 5 y 6.

dicado a las formas de sedimentación y que corresponde al sector frontal del glaciar durante la fase de máximo avance, situado a unos 850 m. de altitud. Una serie de cierres morrénicos menores atestiguan, muy pocos metros por encima de él, la existencia de fases de estabilidad o de pequeños avances dentro del proceso general de deglaciación; pero entre el más alto de ellos, a unos 1.200 m., y el siguiente cierre—correspondiente a un lentejón de hielo póstumo o a un nevero desaparecido y situado a unos 1.650 m.—, existe una gran porción de valle sin vestigio alguno de posiciones intermedias del frente glaciar, lo cual hace suponer que el retroceso tuvo lugar con regularidad y relativa rapidez, que los hielos permanecieron, por tanto, durante un periodo de tiempo muy similar en la casi totalidad del valle, y, en última instancia, que la desigual distribución de formas de origen glaciar a lo largo de aquél no es explicable en función de una diferente duración de la morfogénesis glaciar.

2. El glaciar de Valdiezmo

La diferencia existente entre los respectivos volúmenes de hielo drenados por los glaciares del Tánago y Valdiezmo era considerable: pese a que, durante la fase álgida, el frente del primero quedaba más bajo, el de Valdiezmo le aventajaba en longitud (5.000 m. frente a 3.250), anchura media y, por consiguiente, en superficie (562 Ha. frente a 139 Ha.), siendo igualmente notables las diferencias de espesor.

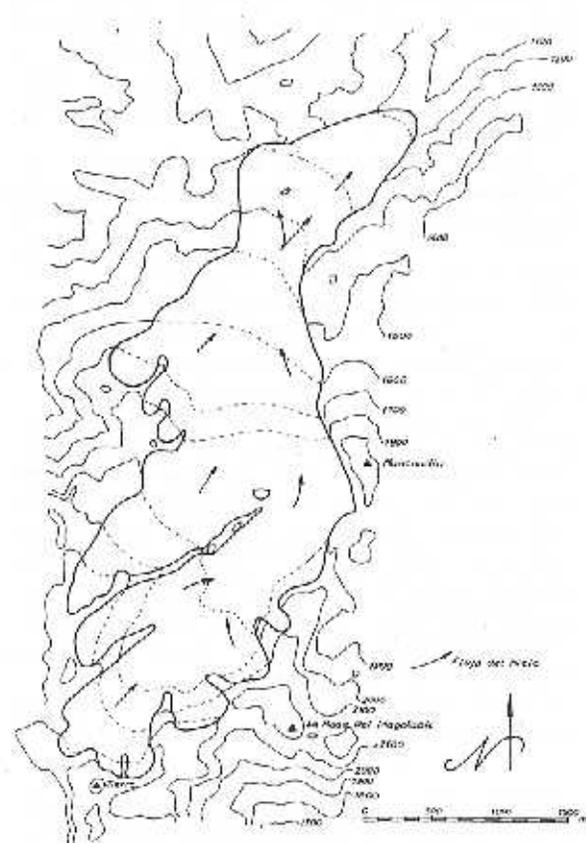


Fig. 6. Reconstrucción del glaciar de Valdiezmo (equidistancia de las curvas de nivel: 100 m.; en punteado, curvas supuestas sobre el hielo).

De este modo, frente a la extrema simplicidad y reducido volumen del glaciar del Tánago, el de Valdiezmo podría clasificarse también como una corriente de tipo alpino, pero de notable desarrollo y características más complejas, con una importante difluencia en su margen izquierda y, no obstante, un caudal de hielos considerable hasta su frente, ya que la lengua principal no acusaba la llamativa disminución de espesor que presentaba la del Tánago.

Todo ello resulta fácil de comprender si tenemos en cuenta que, aparte de las diferencias de altitud de las líneas de cumbres respectivas, contrastando con la incapacidad del lecho preglaciar del Tánago para la acumulación de grandes masas de nieve, el sector de Valdiezmo situado por encima de las minas de Andara constituía un eficaz recipiente, al formar parte del área de absorción cástica del Macizo Oriental de los Picos de Europa y, así, se desarrollaban en la cabecera, no uno, sino tres circos. En contrapartida, el tramo medio de la depresión ofrecía la forma más adecuada para el eficaz drenaje de importantes masas de hielo.

No era esa la única diferencia entre los tramos alto y medio, ya que por el mismo factor—las condiciones impuestas por el relieve preexistente—, el hielo, que circulaba constreñido a través de estrechos pasillos entre los diferentes «jous» que componían la primera parte de su recorrido, se encontraba a partir del Cueto de la Ramazosa, esto es, desde la salida del Pozo de Andara, con una superficie abierta que favorecía un flujo difuso; la actual presencia sobre ella de importantes formas de abrasión, que requieren un espesor considerable de hielo, y la altura de las morrenas laterales en este sector, indican, sin embargo, que esta ampliación del cauce no suponía una merma importante de la masa helada durante la fase álgida, lo cual da idea del gran volumen de nieve acumulada en las partes altas.

El flujo difuso del sector medio era compatible, sin embargo, con la existencia de algunas líneas de drenaje más o menos definidas, como la que seguía la canal de las Vacas. También explican este fenómeno las condiciones del relieve preglaciar, y, en definitiva, las peculiaridades hidrológicas que ya fueron mencionadas al comienzo de este apartado: por debajo de la línea de antiguas resurgencias se formaron cauces que en la actualidad aún recogen agua con ocasión de lluvias excepcionales o durante la época del deshielo, muchos de los cuales convergen progresivamente hasta confluir en el forco de la majada de la Jazuca, hecho que refleja en última instancia un entramado de fracturas que se entrecruzan precisamente en este enclave.

Al aprovechar esa forma previa, el hielo adquiriría un flujo cada vez más definido a medida que descendía por el lecho, hasta concentrarse definitivamente en el citado torco, hecho de gran trascendencia no sólo en lo tocante al drenaje del hielo, sino también en lo relativo al esculpido de ciertas formas glaciares que serán estudiadas en el capítulo correspondiente. Ciñéndonos de momento a las condiciones de drenaje, la confluencia en la Jazuca suponía una sobreacumulación de hielo justamente en el tramo en que el lecho glaciar comenzaba a estrecharse y, por tanto, donde la evacuación de aquél empezaba a ser dificultosa, sobre todo teniendo en cuenta el gran espesor, de entre 125 y 150 m., que

en ese tramo presentaba el glaciar. La consecuencia inmediata de la incapacidad del valle para recoger todo el hielo, y del marcado codo que, con vértice en el mismo codo de la Jazuca, dibujaba el lecho, fue el rebosamiento y difluencia de parte del hielo hacia el NW, mientras el brazo glaciar principal se dirigía hacia el NE hasta morir a unos 1.100 m. de altitud, adquiriendo de nuevo en este tramo final un flujo concentrado. La mencionada difluencia generaba, por su parte, un lóbulo de unos 350 m. de longitud que se fundía a una altitud de 1.300 m., en el Hoyo del Tejo.

Desde la posición del frente principal -reconstruida sólo aproximadamente por el cambio en el perfil transversal del valle y por el marcado descenso de las morrenas laterales- hasta la cabecera del valle, no hay morrenas frontales que permitan deducir posiciones intermedias, por lo que cabe pensar que la retirada de los hielos fue pausada y que no ha habido tampoco en este caso grandes diferencias en la duración de su permanencia y, por consiguiente, de su acción morfológica.

LAS FORMAS DE ORIGEN GLACIAR EN PEÑA SAGRA Y ANDARA

Las formas del relieve resultantes de la actividad de los glaciares pleistocenos en Peña Sagra y en el Macizo de Andara también ofrecen rasgos comunes o variados, según los casos, tanto al analizarlas dentro de un mismo conjunto como al intentar establecer comparaciones entre las dos áreas estudiadas. Como se ha visto, ambos macizos almacenaron un volumen de hielos sensiblemente distinto y, debido a ello, su escorrentía y el consecuente desalojo, transporte y deposición de material rocoso fue mayor allá donde los aparatos glaciares tuvieron mayor desarrollo, en Andara. Esta es la causa de la distinta dimensión de las formas de origen glaciar que aparecen en el valle de Valdezmo y en el de Tánago. Pero, si prescindimos de su desarrollo espacial, los caracteres de las formas de estos conjuntos se explican, en ambos casos, por la importancia que han tenido los factores estructurales al guiar la escorrentía y la excavación. La disposición monoclinal común produce cierto paralelismo de formas, principalmente en los umbrales y en las paredes laterales de los valles, pero la similitud queda atenuada por la distinta respuesta ante el flujo glaciar de las calizas carboníferas de Andara respecto a las arenas, areniscas, arcillas y conglomerados permotriásicos de Peña Sagra.

1. El reflejo de la estructura en las formas de excavación

a) *La acentuación de la estructura monoclinal en la morfología de Peña Sagra.* La vertiente nororiental de la sierra de Peña Sagra ofrece ocho requeucos, cabeceras de antiguos aparatos glaciares simples, entre los que el del Tánago es ejemplar. El

circo glaciar excavado en la cabecera de este torrente tiene los caracteres de un circo en gradería de reducidas dimensiones, siendo su extensión de unas 70 Ha. en el plano horizontal. Aguas abajo, la pendiente del fondo de valle se suaviza, pero en un recorrido muy corto, de menos de un kilómetro, sin poder llegar a definirse propiamente el valle en artesa.

La escorrentía del hielo fue consecuente con el buzamiento de las capas, dando lugar a que la pared del circo, con una inclinación aproximada de 40°, sea un gran dorso de areniscas y pudingas. A pesar de ello, no se trata de un espaldar uniforme, ya que en su margen izquierda se difumina progresivamente entre las gleras procedentes del collado de Traspñuela, cuyo roquedo parece más tectonizado que en las áreas limítrofes, y, por el contrario, en su margen derecha se interrumpe bruscamente en el escarpe que, de forma continua, se desarrolla entre el fondo del circo y la culminación de Peña Sagra. Las paredes laterales son un corte transversal a las capas, en general areniscas y conglomerados de gran resistencia mecánica, entre los que se encuentran niveles de arenisca de menor consolidación y, por tanto, de menor resistencia. Tanto la erosión diferencial ejercida en estos niveles como el aprovechamiento de los planos de estratificación han conducido a la elaboración de canales, inclinadas según el buzamiento de las capas e ininterrumpidas entre el fondo del circo y las crestas.

Pero los frentes no guardan estricta simetría si contrastamos las vertientes del valle. En primer lugar, la margen derecha ofrece mayor número de canales que la izquierda y, además, éstas son más escarpadas³. La orientación de las vertientes es un factor clave en la explicación de esta disimetría morfológica: la margen derecha, expuesta al NW,

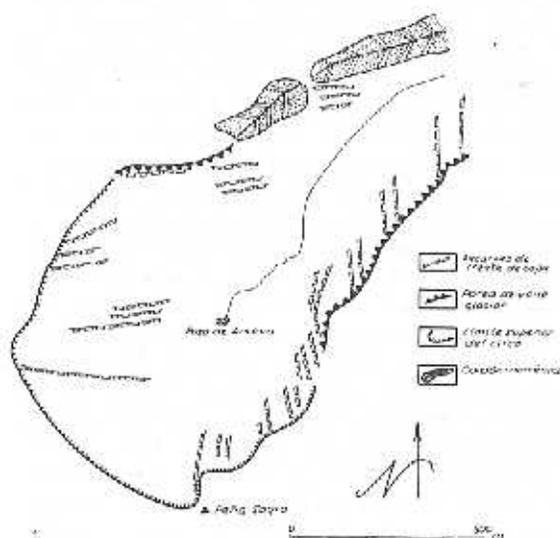


Fig. 7. Disposición y distribución de los escarpes de frente de capa en la cabecera del valle del Tánago.

³ Para poder contrastar ambas vertientes propusimos, en sucesivas paradas, cartografiar a escala 1:10.000 los frentes de las capas que aparecen en las distintas márgenes

del valle glaciar (Fig. 7), además de realizar una serie de medidas de buzamientos y rumbos que completaron los datos estructurales conocidos.

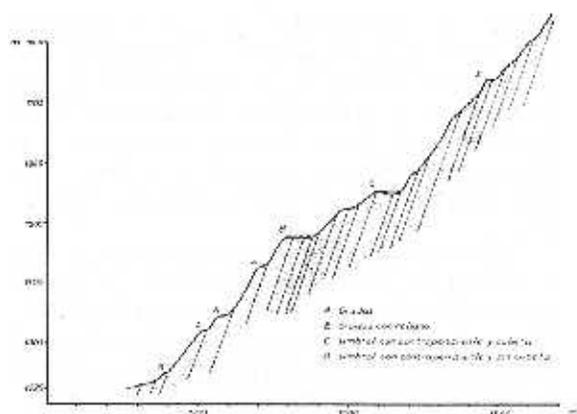


Fig. 8. Perfil de las formas de excavación principales en el fondo del valle glaciar del Tánago (téngase en cuenta la exageración de la escala vertical y el consiguiente enderezamiento de las capas sedimentarias).

ha debido conocer mayor intensidad en los procesos nivales que la opuesta, orientada al SE; en consecuencia, a la gelifracción, que actúa intensamente en ambas márgenes, hay que añadir los efectos mecánicos de los aludes de nieve, que conducirían, en particular, al mejor desarrollo de canales escarpados y, en general, a una vertiente más abrupta; en cambio, la mayor lentitud en la evolución de la margen izquierda hace que los frentes de las capas tengan mayor oblicuidad respecto a su rumbo y que sus escarpes sean menos marcados (Fig. 7).

El fondo del circo no es una depresión uniforme. Al igual que las crestas, se encuentra articulado en grandes dorsos de capas de fuerte buzamiento, y en frentes que se traducen en umbrales del lecho glaciar. En general, rompen la continuidad del perfil longitudinal, dando lugar a gradas que enlazan reducidas cubetas o rellanos situados prácticamente al mismo nivel que aquéllas. A pesar de todo, algunos de los que se encuentran a mayor altitud ofrecen una contrapendiente al flujo glaciar, acercándose con ello a los caracteres de las barras, aunque de forma discontinua. En torno a los 1.700 m. y hasta algo más de los 1.800, ya muy cerca de la pared principal del circo puede seguirse una de ellas, continuación del frente poco marcado de la ojiva del Canto de Traspueñuela, en el vértice noroccidental del circo. Su dirección es aproximadamente W - E, oblicua al flujo general del hielo en ese sector y perpendicular a las bien desarrolladas canales de Peña Sagra. Ofrece un escarpe casi en voladizo y con contrapendiente de casi 5 m., pero detrás de él no se encuentra una cubeta bien definida. En cambio, casi adosado a los contrafuertes de Peña Sagra, si aparece un rellano cerrado hacia aguas abajo por una morrena de nevero, continuación oriental de dicho umbral. A 1.570 m. existe un umbral en barra transversal, mejor definido que el anterior, que cierra un rellano donde se aloja el pozo de Peña Sagra; esta pequeña cubeta tiene unos 70 m. de longitud y la contrapendiente que la cierra es muy suave en el centro de la barra, mientras que hacia los bor-



Fig. 9. Grada y pequeña cubeta (pozo de P. Sagra) en el sector elevado del valle del Tánago.

des está mucho más acentuada. Desde ella hasta los 1.350 m. de altitud, se da una sucesión de rellanos escalonados, gradas, todas de muy reducidas dimensiones excepto una, inmediatamente debajo del umbral anterior, a 1.475 m. de altitud; es un umbral sin contrapendiente que limita una explanada con muy mal drenaje, de unos 100 m. de longitud⁴.

La sucesión de gradas da paso a un fondo de valle de unos 100 m. de anchura y de escasa pendiente, en torno a los 10°, prolongado en menos de 1 Km. Las vertientes son claramente disimétricas, aunque sus perfiles actuales se acerquen a la regularización, puesto que en la margen derecha del valle se mantiene la sucesión de ojivas, mientras que la vertiente opuesta se corresponde con una morrena lateral.

El circo está expuesto al NE, y en esta dirección prosigue el valle que hemos descrito, perdiéndola progresivamente aguas abajo hasta adquirir un rumbo E. Las fracturas de dimensión media que hemos analizado en la cabecera del valle también tienen una dirección predominante NE - SW y, además de determinar el rumbo general de esta depresión, al cruzarse con el grupo secundario correspondiente a los rumbos WNW - ESE y NW - SE, compartimentan los dorsos de las capas en una malla que facilita al individualización y desalojo de los bloques. Tanto las fuertes pendientes del lecho glaciar en el área de acumulación, que implican una velocidad de escorrentía del hielo importante, como las líneas de fracturación y planos de estratificación conducirían a través de la extracción y arranque de los bloques a la elaboración de umbrales en barra y cubetas bien definidas. Pero, como hemos visto, estas formas aparecen poco desarrolladas en la cabecera del arroyo del Tánago. La escasa eficacia de los procesos de excavación en esta cuenca solamente puede explicarse por el escaso espesor del hielo de un glaciar con reducidas dimensiones, siendo el resultado de todo ello un conjunto de formas que son fiel reflejo de la estructura monocinal, que sólo ha sido acentuada por los procesos de excavación glaciar.

⁴ Hicimos a este respecto observaciones sobre la tipología de formas de excavación en el fondo del valle glaciar, que queda reflejada en el perfil de la Fig. 8.

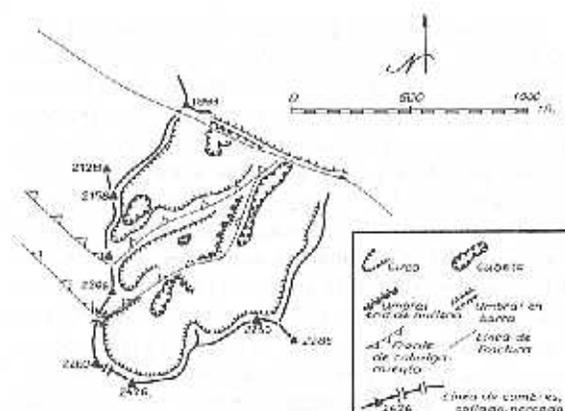


Fig. 10. Relación entre las principales estructuras y formas de excavación en la cabecera de Valdezmo.

b) *Dos sectores de desigual estructura y morfología; la cabecera y el vamo medio del valle glaciar de Valdezmo.* De los dos aparatos glaciares que, individualizados por sendas lenguas, ocuparon el macizo de Andara en su vertiente septentrional, el de Valdezmo implicó a las áreas culminantes más elevadas. La cabecera de este valle, entre la Pica del Jierro, el Mancondiu y el Pico de Boro, se extiende unas 1.400 Ha. en el plano horizontal. Se trata de un circo complejo, compuesto por tres circos menores expuestos al NE y limitados por una fractura de rumbo NW - SE que, ininterrumpidamente, atraviesa el macizo desde las invernales de Cabao y la riega del Roblo hasta la canal de San Carlos. Este conjunto es el dominio de las grandes depresiones cerradas, *jous*, y de los umbrales que forman grandes dorsos de ballena. El tramo medio del valle está caracterizado por la concentración de la escorrentía hacia la Jazuca, formando un embudo cerrado hacia aguas abajo; es el dominio de los llambriales.

Las formas de excavación del área de cabecera están articuladas según la disposición estructural del sector⁵. Los circos se han alojado en el dorso de las escamas, mientras que los frentes, recortados en ojivas, constituyen la pared lateral que limita el circo hacia el N. Así, de S a N y expuestos al NE, se suceden los circos en la cabecera de este valle. El circo del Jierro está excavado en el dorso de la escama de Lechugales y se encuentra limitado hacia el NW por el frente de la de Valdominguero. Esta última, formada por una falla inversa secundaria asociada al cabalgamiento principal de la escama del Jou sin Tierra sobre la de Lechugales, también aloja en su dorso otro circo, aunque de dimensiones menores. Por último, la escama del Jou sin Tierra limita en su frente al circo anterior y en su dorso aloja el circo constituido por dicho *jou*.

Debido a la disposición subparalela de los planos de cabalgamiento con respecto a los planos de estratificación, el sentido del flujo del hielo ha sido consecuente con el buzamiento, al igual que en Peña Sagra. Pero dos factores han distorsionado este modelo de escorrentía. Por un lado, tanto los



Fig. 11. Vista hacia el SW desde el Pico Mancondiu. Desde el Pozo de Andara, en primer término, hasta el collado de Valdominguero, puede verse el frente de una escama (foto F. Alonso).

pliegues que afectan a las capas, frecuentemente solapados y muy tenues por la masividad del roquedo, como las fracturas posteriores al emplazamiento de las escamas, han modificado localmente el buzamiento generalizado hacia el norte; por ello, la escorrentía del conjunto glaciar se ha independizado localmente del buzamiento de las capas. Por otro lado, la importante carstificación previa a la acción glaciar creó grandes depresiones cerradas que concentraron la escorrentía del hielo, de manera que el glaciar modeló, en ellas y en los pasillos que las comunican, un lecho que no tiene por qué coincidir con los planos de estratificación.

La carstificación tuvo mayor eficacia en aquellos lugares donde la fracturación es intensa y, sobre todo, donde fracturas de distintos rumbos se cruzan. Las de dirección WNW - ESE —como la de S. Carlos, que limita la cabecera del valle glaciar hacia el N— cortan las escamas y se entrecruzan con las NE - SW, predominantes en el conjunto (Fig. 4). Los procesos de disolución actuaron intensamente a partir del punto en el que se cruzan las fracturas y desde él, en superficie, fueron siguiendo cada una de las líneas de rotura; así, son frecuentes las depresiones en forma de estrella cuyas puntas opuestas unidas indican una dirección estructural, como por ejemplo, en el caso del Jou Sin Tierra. Pero también son frecuentes las depresiones alargadas en las que queda de manifiesto la mayor intensidad de la fracturación según una de las direcciones, o la existencia de una fractura especialmente importante con un determinado rumbo. Este es el caso de la depresión del Pozo de Andara, aunque en ella se combinan nuevos factores, ya que al cabalgar la escama de Valdominguero sobre los niveles impermeables de la formación Lebeña, la disolución no ha podido ejercerse en profundidad, sino longitudinalmente y hacia los bordes, de lo que resulta una depresión alargada que sigue nitidamente la línea de la falla inversa.

Sobre este entramado de depresiones se instaló el voluminoso aparato glaciar, cuya escorrentía hacia el N y NE, hizo posible el desalojo de material

⁵ Desde las ruinas de los casetones del Pozo de Andara y con la ayuda de la fotografía aérea, pudimos reconstruir y cartografiar a escala 1:25.000 las diferentes líneas es-

tructurales a las que se adaptaron los circos de la cabecera del valle de Valdezmo (Fig. 9).

rocoso correspondiente a aquéllas. Por un lado, porque en el fondo de las dolinas y uvalas se concentraba la presión de la masa helada y, por otro, porque estas depresiones se encuentran en áreas de fracturación. El resultado fue su ensanchamiento y profundización, dando lugar a los actuales *jous*, que jalonan de forma escalonada toda la cabecera del valle glaciar. Entre ellos, diferentes tipos de umbrales interrumpen su continuidad; unos, los que ofrecen barreras menos marcadas, son simplemente el producto de la disolución y sobreexcavación de un área limitrofe, el *jou*; pero lo más frecuente es que a estos procesos se añadan factores estructurales, responsables últimos de mayores diferencias de altura a ambos lados del umbral.

Estos umbrales en barra se pueden clasificar en dos tipos: los dorsos de ballena que ofrecen una pendiente más suave hacia la cubeta que hacia aguas abajo —donde se da generalmente un fuerte escarpe— y las barras más pronunciadas, en las que ese escarpe mira al lugar de donde procedía el hielo. Entre los primeros, es de destacar el que cierra el Llago de Valdominguero (1.890 m.); el flujo glaciar se concentró en esta cubeta y, desde ella, al estar cerrado su paso hacia el N de forma muy brusca por el frente de la escama del Jou Sin Tierra, desbordó sobre el Pozo de Andara (1.760 m.). De esta manera, el umbral en barra se corresponde aguas arriba con el dorso de la escama de Valdominguero y aguas abajo con su frente, con lo que el hielo, buscando su salida desde el circo de Valdominguero, circuló de forma anaclinal a la escama, y el resultado fue un umbral en dorso de ballena. Los umbrales con fuerte contrapendiente al flujo del hielo suelen ser escarpes de falla; el de mayores dimensiones es el que cierra y limita el área de cabecera, una vez concentrados en el Pozo de Andara tanto el flujo procedente del Jou Sin Tierra, como el del Jierro y Valdominguero: se trata del escarpe de la falla de San Carlos, en el que se pueden distinguir dos salidas principales de hielo, separadas por el Cueto de la Ramazosa (1.780 m.).⁶

El tramo medio del valle, aguas abajo del umbral de San Carlos, unificó definitivamente la escorrentía del hielo. A los grandes aportes procedentes del Jou Sin Tierra y de los circos de Pico Jierro y Valdominguero, se añadían otros menores que provenían de una línea de cumbres alargada desde el Pico Boro (1.883 m.) hasta el Cueto de los Calabreiros (1.778 m.), la cual, ensanchando el valle, es prolongación del mencionado umbral hacia el NW. En este apéndice del valle glaciar, el hielo excavó tres pequeños nichos, y su flujo, que no encontraría contrapendientes salvo las de algunos torcos de escaso desnivel, se uniría sin dificultad al resto del aparato glaciar, concentrándose en el torco de la Jazuca (1.370 m.). En esta fachada, la escorrentía del hielo, ya con dirección NE desde su cabecera, se vio facilitada por gran número de fracturas de dimensión media (hasta unos 300 m. de longitud) y de igual rumbo al predominante en este sector. Pero aunque estas fracturas guiaron el flujo del hielo, no lo encauzaron por un canal claramente definido, sino que dicho hielo se deslizó en masa por un plano triangular, abierto hacia aguas arriba y cerrado en la Jazuca, con pendiente media de entre 15 y 25°. La fricción de elementos abrasivos contra el lecho causó su pulido y, gracias a la ausencia de umbrales de importancia, dio lugar a los llambriales que hoy se observan. A pesar de todo, algunas fracturas de importancia con rumbo distinto al NE - SW fueron explotadas por el hielo en determinados sectores y canalizaron una parte de su flujo, como sucede en la Canal de las Vacas. Adosada a la pared occidental del Mancondiu y limitando hacia el E el llambrial descrito, es una depresión de fractura con rumbo NNW - SSE, desarrollada en algo menos de dos kilómetros de longitud, a lo largo de los que aparecen importantes tramos de roca recrystalizada; precisamente por ser un área tectonizada, el hielo pudo excavar linealmente su lecho con mayor facilidad, al encauzarse en una canal de fractura preexistente, remarcándola.

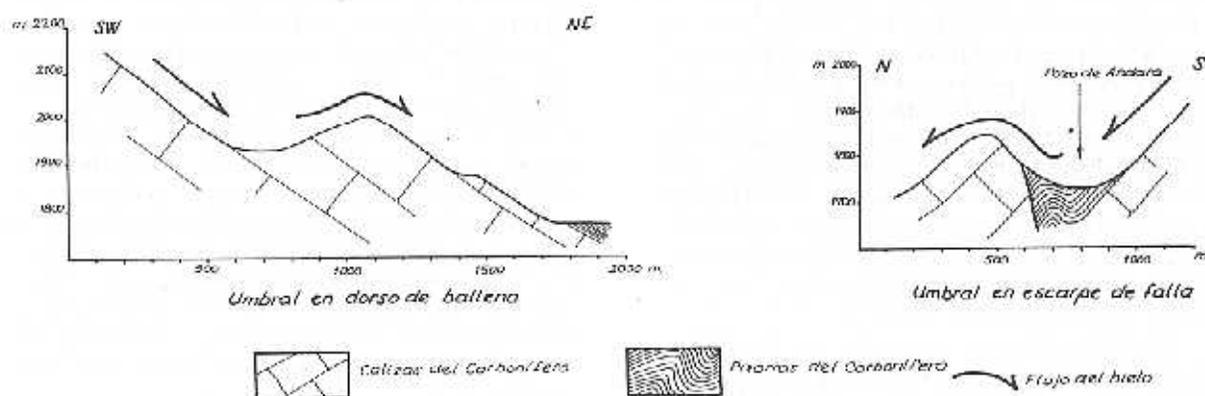


Fig. 12. Principales tipos de umbrales en el valle glaciar de Valdezmo (escala vertical exagerada).

⁶ La observación de los distintos tipos de umbrales y cubetas y sus relaciones con la estructura también se realizó desde los casetones mineros. Levantamos un corte

geológico en el que se detallaron dichas formas de excavación (Fig. 12).

El torco de la Jazuca, una depresión fundamentalmente cárstica de fondo plano, ligeramente abierta hacia aguas abajo y con algo más de 500 m. de longitud, fue un cuello de embudo para el hielo. El cruce de fracturas de diferentes tipos y distinta orientación en este lugar posible una intensa disolución del roquedo, generando una depresión en forma de estrella, cuyas puntas indican cada una de las direcciones estructurales. Precisamente en este lugar queda interrumpida la falla inversa de rumbo W - E que relaciona la escama de la S⁴ de la Corta con la del Mancondú, al cruzarse con la fractura NNW - SSE de la Canal de las Vacas y su paralela, algo al N, de la Horcada de Entrecuetos; en esta en crucijada, también se relacionan los desgarres sinistral W - E, muy presentes en el sector septentrional del macizo, con fracturas de rumbo NE - SW y salto vertical importante, las predominantes en el conjunto en cuanto a su densidad. La coincidencia e intersección de fracturas que facilitó la disolución, también posibilitó la sobreexcavación glaciár, la cual acentuó las dimensiones de la depresión.

A pesar de haber ya una clara fluencia de los hielos hacia el NE, y al igual que en la vertiente N del umbral de San Carlos, la fractura NNW - SSE de la Horcada de Entrecuetos guió una parte de la escorrentía hacia el N, sobrepasando un umbral de difluencia originado por uno de los desgarres W - E, umbral en el que la corriente de hielo individualizada, además de efectuar un pulido, labró un collado de perfil en U⁷. Esta difluencia es gemela de la que desarrolla, al N del Pico Mancondú, el vecino glaciár de las Vegas de Andara hacia el de Valdezmo. Además de las formas descritas, cubetas glaciocársticas y umbral de difluencia, el lecho glaciár presenta un pulido generalizado, ya mencionado por Obermaier (1914), y que actualmente se refleja en los extensos llambriales, compartimentados por la densa red de fracturas, que aparece cuando la roca está al desnudo.

2. La disimetría de los depósitos morrénicos

Los depósitos morrénicos de ambos valles, y en particular los que corresponden a las márgenes laterales de los aparatos, están ampliamente desarrollados. Se trata de nitidos cordones, apoyados en contrafuertes de roca *in situ* que interrumpen la continuidad del depósito o provocan fuertes rupturas de pendiente en la arista morrénica. Pero estos cordones no aparecen por igual a ambos lados de los valles; existe una disimetría muy marcada entre las morrenas laterales, generada en gran parte porque estos glaciares variaban su rumbo de partida. En los dos casos, el cambio fue hacia el E, y de ahí la tendencia a depositar la mayor parte de la carga en su margen izquierda, que es donde la corriente de hielo ejercía un empuje casi perpendicular y, por tanto, donde aparecen las morrenas más voluminosas y continuas. En el Macizo de Andara este fenómeno es especialmente claro, ya que sus lenguas glaciares trataron de conservar la dirección original, produ-

ciendo difluencias en los puntos de inflexión de su trazado.

a) *Unas morrenas laterales bien definidas entre contrafuertes: el Tánago.* Las morrenas laterales correspondientes al momento más álgido de la glaciación de Peña Sagra dibujan perfectamente el contorno de lo que fueron el tramo medio y el área de ablación glaciár. La morrena lateral izquierda arranca, a 1.550 m. de altitud, del dorso de una de las ojivas de la Cuesta de Traspueña, pero no se desarrolla de modo uniforme, ya que dos afloramientos rocosos sobre los que se apoya sucesivamente interrumpen su continuidad, quedando dividida en tres sectores morfológicamente desiguales. Estos contrafuertes introducen una ruptura de pendiente en la culminación del margen glaciár, pues, normalmente, la arista morrénica desciende de modo progresivo con una pendiente que no supera los 11°, pero los contrafuertes, además de interrumpir la continuidad del depósito, dan lugar a bruscos aumentos en su inclinación, que sobrepasa siempre en estos sectores los 17°. La falta de continuidad refleja la propia dinámica del hielo, siendo los afloramientos rocosos entre material morrénico correlativos a los umbrales del lecho glaciár, es decir, correspondiendo a sectores en los que el espesor del hielo se adelgazaba debido al aumento de la pendiente del lecho, y donde, en consecuencia, el glaciár tenía una menor capacidad de deposición.

Entre el arranque de la morrena y los 1.400 m. de altitud, se desarrolla el primer tramo entre contrafuertes, a 100 m. por encima del fondo de valle. La pendiente de la arista morrénica, de 11°, refleja un importante desnivel en la superficie del hielo, debida probablemente a que el lecho aún participa de los caracteres de gradería del tramo de cabecera. Además, la dirección de dicha arista, N 50 E, es claramente oblicua a la de la escorrentía general, N 35 E, apuntada por la exposición del circo y el arranque de la lengua. Este hecho se acentúa aún más en el segundo tramo morrénico, desarrollado entre los 1.310 y 1.200 m. de altitud, al adquirir su arista un rumbo N 73 E. Se trata de un tramo muy bien definido tanto por su continuidad, remarcando la caja del glaciár en un recorrido de 750 m., a una altitud relativa sobre el lecho variable entre 60 y 45 m., como por el descenso suave de la arista, que se inclina unos 9° y presenta vertientes regulares a ambos lados. Todo ello es la consecuencia de la escorrentía glaciár sobre un lecho sin rupturas de pendiente importantes, lo que permite la regularidad en la forma de la morrena, y de su situación en el sector convexo del meandro glaciár, lo que favorece la deposición de la carga, al contrario de lo que sucede en los ríos.

La regularidad de este segundo tramo se pierde al difuminarse el material morrénico con el contrafuerte sobre el que se apoya. En él no aparecen frentes de capas escarpados, ya que el roquedo es más deleznable, al estar compuesto sobre todo por areniscas, arenas y arcillas, pero sí se refleja en la morfología a través de una fuerte ruptura de pen-

⁷ Una síntesis de las relaciones de la carstificación y difluencias del hielo con las líneas estructurales queda re-

flejada en el croquis de la figura 17, realizado sobre el terreno a escala 1:10.000.



Fig. 13. Vista desde el N hacia Peña Sagra. En primer término, cordón morrénico lateral superpuesto a la raíz del cono torrencial. Al fondo, circo de Peña Sagra.

diente que enlaza con el último tramo morrénico a 1.150 m. de altitud. También a esta altura, se desarrolla en la margen opuesta un cordón morrénico lateral, gemelo de éste, y ambos enlazan con las morrenas terminales del glaciar entre los 900 y los 850 m. El arranque de estos cordones a partir del último contrafuerte se realiza a 25 m. por encima del lecho actual, y en sus aristas la pendiente es mayor que en el tramo anterior (unos 11°).

Este aumento en la pendiente es consecuencia de la caída del último tramo de la lengua glaciar hacia las depresiones que conforman el piedemonte de la Sierra de Peña Sagra, labradas en épocas anteriores a la ocupación de éste por los hielos. La cercanía entre las aristas morrénicas de ambos márgenes, que sólo distan 400 m. la una de la otra en el plano horizontal, y su escasa prominencia sobre el lecho, denotan claramente que el depósito se realizó en el área de ablación glaciar. El aumento de pendiente en el lecho, precisamente en el lugar en que el roquedo es más deleznable, provocó el estiramiento de la lengua ya comentado anteriormente, y esto, a su vez, dio lugar a que el frente tuviese una gran sensibilidad a las fluctuaciones en el aporte de hielos; las que marcaron el retroceso glaciar ramificaron los cordones laterales, dando lugar a un complejo campo morrénico terminal en el que se pueden reconstruir tres fases de estabilidad por sendos cordones terminales poco resaltados en el conjunto⁶.

b) *El frente morrénico del Tánago.* A medida que los cordones morrénicos pierden altura, también pierden definición, ya que se confunden con otro depósito mucho más amplio y de caracteres granulométricos parecidos. La gran heterometría y la falta de clasificación del material condujeron a HERNANDEZ PACHECO (1944) a interpretar unos depósitos similares en cuanto a su posición con respecto a las morrenas bien conservadas, en la cabecera del valle del Nansa, como material fluvio-glaciar y morrénico de glaciaciones antiguas; pero su relación con procesos glaciares no es tan clara, ya que también aparecen rellenando algunos cauces

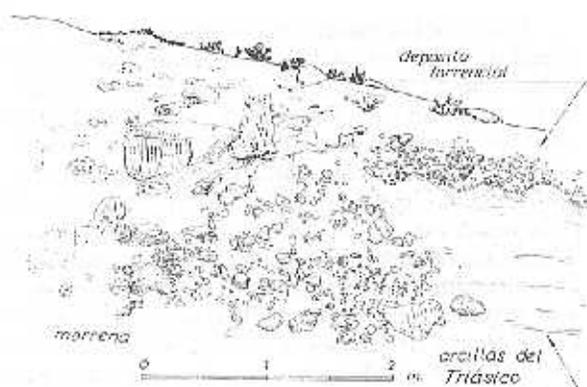


Fig. 14. Corte en la pista del Tánago que muestra la relación entre los depósitos morrénicos frontales y los depósitos torrenciales del cono de deyección.

y áreas deprimidas de la vertiente meridional de Peña Sagra que enlazan con cabeceras que en absoluto dan muestra de una excavación o de cualquier otra evidencia de un pasado glaciar. Excluida esta posibilidad, la formación de tales depósitos puede explicarse por la intensidad de unos procesos torrenciales preglaciares que siguieron a periodos en los que se preparó el material para ser acarreado. En la cuenca que nos ocupa, un gran cono de deyección, que llegó a ser coalescente con los de las cuencas vecinas, se instaló en la salida torrencial de la depresión del Tánago con anterioridad a la glaciación, obturando la salida hacia el arroyo Sebrando, de modo que las aguas procedentes de Peña Sagra se adaptaron a la margen derecha del cono, siendo captadas por el río Vendul, paralelo al anterior.

El glaciar simplemente se alojó en un lecho ya elaborado, excavando una cabecera mayor, el circo, y empotrando sus morrenas laterales contra la margen derecha del depósito torrencial. La topografía postorrencial, apoyada por los frentes de las capas y por lo voluminoso del cono de deyección, obligó al glaciar a efectuar la variación de rumbo ya comentada anteriormente. De este modo, el segundo tramo de la morrena lateral izquierda, que aún corresponde a un volumen importante de hielo, es prominente con respecto al depósito. Por el contrario, debido al considerable adelgazamiento del hielo en el área de ablación glaciar, las morrenas laterales tienen escasa altura sobre el lecho y llegan a confundirse con los depósitos torrenciales; además, al constituir este área de contacto entre depósitos morrénicos y torrenciales un sector marginal del cono de deyección, y por tanto de escasa potencia, las morrenas frontales han llegado a encajarse en el roquedo autóctono, las arcillas triásicas. Actualmente son visibles tanto la estructura interna de las morrenas como su encajamiento en el roquedo, gracias al corte practicado en la vertiente al construir la pista de las invernales del Tánago (Fig. 14).

⁶ Las características geométricas de los depósitos morrénicos fueron señaladas en la cartografía geomorfológica general (Fig. 18).

El material morrénico frontal participa de las características generales de este tipo de depósitos, como son su heterometría y la falta de ordenación. Una matriz arenosa y arcillosa engloba distintos tipos de bloques, cantos y gravas, aunque se echa en falta en algunos tramos la presencia de grandes bloques; en general, este material se encuentra elaborado, ya que ofrece pocas aristas y cierto desgaste, aunque no ha perdido totalmente la angulosidad. Algunos bloques, y en particular los de pudinga, tienen caras perfectamente pulidas por el hielo y es fácil encontrar, impresas en los cantos de arenisca rojiza de grano fino, estrias que no obedecen a orientaciones particulares. El empuje que en este tramo final ejercieron la masa helada y su carga morrénica sobre las arcillas triásicas en las que se encajaron provocó en su contacto ciertas deformaciones, empujándose lateralmente la morrena contra el roquedo autóctono y desbordando parte de su material sobre él. El contacto horizontal entre ambas formaciones sufrió los efectos glaciotectónicos del empuje lateral, deformándose en suaves ondulaciones regulares que se mantienen hasta algunos metros más allá del contacto lateral⁹.

c) *La margen izquierda del valle glaciar de Valdiezmo: una morrena lateral escalonada.* Los depósitos morrénicos del valle de Valdiezmo también ofrecen muchos contrastes si comparamos sus márgenes. La voluminosa morrena lateral izquierda¹⁰, cuya arista se encuentra durante gran parte de su recorrido a más de 100 m. por encima del lecho, es la que permite la reconstrucción tanto estática como dinámica del aparato glaciar, mientras que, por el contrario, el material morrénico depositado por este glaciar en la margen derecha es muy escaso.

El cordón morrénico izquierdo comienza a insinuarse de forma muy tenue a 1.650 m. de altitud, continuando la culminación de las paredes laterales pertenecientes al nicho más occidental del Pico Boro. Pero es a partir de los 1.525 m. cuando el volumen de la morrena, de más de 25 m. desde la arista hasta su base, alcanza verdadera importancia, dominando la majada de la Jazuca. Este conjunto morrénico sigue una marcada dirección NE y, a medida que desciende en altitud, aumenta en grosor, para interrumpirse bruscamente al apoyarse en un contrafuerte rocoso. Al igual que los demás cuetos que jalonan la morrena, éste no sobrepasa la altitud de la arista del depósito hacia aguas arriba, mientras que, por el contrario, ofrece un nítido escarpe hacia abajo. De este modo, los contrafuertes no sólo causan una ruptura de pendiente en el margen glaciar, sino que también suponen un brusco cambio en el trazado del cordón morrénico, lo que subraya aún más el aspecto interrumpido del depósito.

Desde este primer contrafuerte que domina la majada de la Jazuca, la morrena adquiere a lo largo

⁹ Para precisar esa estructura interna del depósito morrénico, levantamos un corte sobre papel milimetrado, señalando en él tanto el tamaño como la disposición del material rocoso; dicho corte ha quedado parcialmente recogido en la fig. 14.

¹⁰ Esta morrena ya fue citada por OBERMAIER (1914), quien la atribuyó a una pequeña lengua glaciar separa-

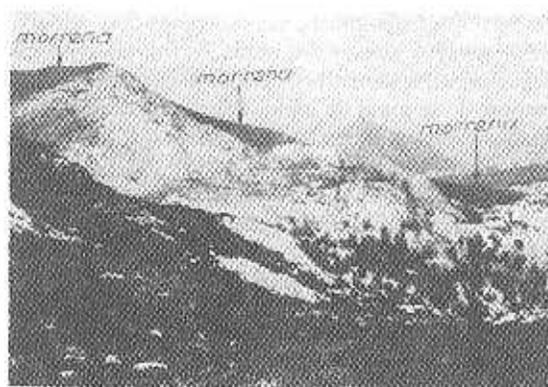


Fig. 15. Morrenas laterales en la margen izquierda de Valdiezmo. Obsérvese la disposición escalonada.

de 800 m. un trazado perfectamente lineal de dirección S - N, pero, además de cambiar de rumbo, abandona el interfluvio que es sobreelevado por ella aguas arriba; el hielo lo traspasaba hacia el NW aprovechando la línea estructural de la Horcada de Entrecuetos, y ocupaba a continuación una depresión cerrada cuyos bordes occidental y septentrional quedaron también sobreelevados al depositar el glaciar sobre ellos la morrena. Pero también la continuidad de ésta se interrumpe en un contrafuerte rocoso, un nuevo cueto que domina, hacia el norte, la depresión cerrada del Hoyo del Tejo y, hacia el sur, la depresión ocupada por el hielo difluente. A partir de este contrafuerte, la morrena recupera la primitiva dirección NE en dos tramos, situados ya a media vertiente, aunque sus aristas se encuentran a 100 m. del lecho actual; ambos dejan una depresión cerrada entre su margen externa y la vertiente rocosa en la que se apoyan, y se encuentran separados entre sí por un nuevo cueto, escarpado hacia el más bajo de ellos¹¹.

d) *Las morrenas de difluencia de Andara.* Es evidente que el glaciar ocupó un valle de caracteres lineales perfectamente definidos en el tramo medio; sólo cuando el hielo desbordó la caja del valle se encontró sobre un entramado cárstico de hoyos, separados entre sí por cuetos prominentes. Como ya se ha explicado, estos hechos reflejan un relieve preglaciar en el que ya estaría desarrollada una red de drenaje superficial desde, por lo menos, unos 1.700 - 1.800 m. de altitud. Al encauzarse el glaciar en esta red, la remarcó -puesto que, aparte de profundizar su lecho, las morrenas por él depositadas sobreelevaban algunas culminaciones de las vertientes- y también uniformó los interfluvios, pues las aristas morrénicas, siendo continuas en cientos de metros, ocupan collados preglaciares abiertos entre los cuetos sobre los que se apoyan.

Por su parte, el hielo difluente hacia el Hoyo del Tejo dejó unos depósitos que son a la vez laterales y frontales; laterales puesto que acompañan sin

da, al W, de la corriente de hielo principal, formada por los glaciares que nosotros denominamos de Valdiezmo y de las Vegas de Andara, que dicho autor reúne bajo el nombre de glaciar de Urdón.

¹¹ La distribución espacial de tales depósitos se cartografió a escala 1:10.000 una vez que fueron recorridos, pasando a formar parte de la cartografía general (Fig. 19).

grandes interrupciones a las morrenas desarrolladas en la margen glaciaria izquierda, y frontales porque sufrieron directamente y de forma perpendicular el empuje de la masa de hielo. Prueba de ello es la estructura interna de dichos depósitos, que hemos podido analizar gracias a los cortes practicados en ellos con el fin de extraer material de relleno para la pista que enlaza Sotres con la Majada del Hoyo del Tejo. Estos cortes, practicados en la vertiente externa de la morrena, muestran diferentes tramos en el depósito, pudiendo distinguirse fundamentalmente dos; en el más bajo, predominan gravas y arenas bastante rodadas y ordenadas por tamaños, mientras que el más alto, además de presentar una mayor heterometría, está compuesto por fragmentos de caliza más angulosos. En este tramo superior son frecuentes los bloques pulidos por alguna de sus caras y los cantos surcados por numerosas estrias, lo que demuestra inequívocamente que han sido transportados y depositados por el hielo glaciario, pero, sin embargo, el inferior ofrece el aspecto típico de los depósitos fluvio-glaciares, con una buena clasificación de los fragmentos por tamaños y un predominio general de las fracciones finas.

Todo parece indicar que fueron las aguas de fusión del lóbulo glaciario que difluía hacia el norte las que acumularon tales elementos finos de forma estratificada en esta margen de la corriente de hielo. El posterior avance de ésta sobre los depósitos fluvio-glaciares explica otros dos hechos observables en el corte; el primero, ya citado, consiste en la superposición a aquéllos de sedimentos inequívocamente morrénicos; el segundo es la deformación del tramo bajo en pliegues de rumbo perpendicular a la fluencia del hielo¹², causados muy verosimilmente por una glaciotecciónica de empuje.

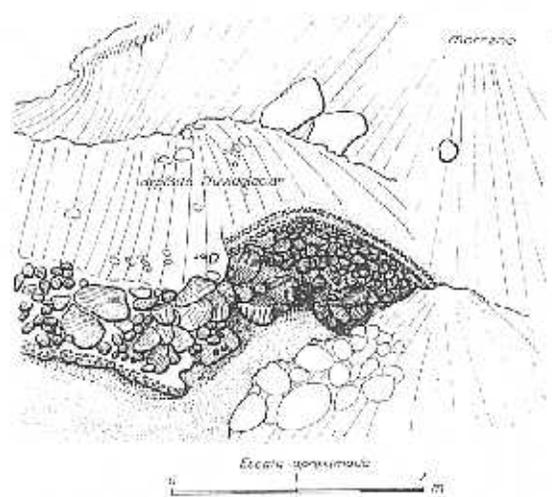


Fig. 16. Corte en las canteras del Hoyo del Tejo: depósitos fluvio-glaciares deformados bajo la morrena depositada por el lóbulo glaciario difluente de Valdiezmo.

¹² Durante el curso, se hicieron observaciones acerca de las características del depósito; el corte que incluimos en este artículo (Fig. 16) ha sido realizado sobre una diapositiva tomada con anterioridad al curso, ya que al continuar los trabajos de extracción en la cantera, se

La margen derecha muestra, al igual que en el valle glaciario del Tánago, una gran falta de depósitos morrénicos; sólo el material aportado por una difluencia del glaciario gemelo del Torno de las Vegas de Andara destaca en unas vertientes en las que predomina el roquedo desnudo.

Algunos caracteres básicos de esta difluencia son similares a los de la producida en la Horcada de Entrecuetos, ya que ambas adquirieron una dirección NW, gracias a prolongadas fracturas de rumbo NW - SE, lo que las individualizó de la lengua principal con fluencia NE. Este apéndice del glaciario del Torno se desarrolló sobre el interfluvio con el valle de Valdiezmo, en la Gobia (1.527 m.), precisamente sobre un área de collados muy cartificada que refleja una estructura particular, el contacto entre las escamas de la Sierra de la Corta y de Mancondú. La difluencia dejó claros depósitos morrénicos que muestran diferentes episodios en la época de máxima ocupación de estos valles por los hielos. El testimonio más antiguo, correspondiente al periodo álgido, es el cordón morrénico más meridional del conjunto y su arista toma una dirección WNW - ESE. Al norte y al este de él, se desarrollan otros dos con aristas bien definidas que presentan ya un claro rumbo NW - SE, ramificándose el más oriental de ellos en tres cierres, cada vez más apretados en torno a pequeños pozos y que reflejan las diferentes fases de retroceso del brazo glaciario difluente¹³.

UN MODELADO POSTGLACIARIO DE ESCASA EFICACIA

Ya se ha dicho que el retroceso glaciario debió de realizarse de forma progresiva y constante, ya que,

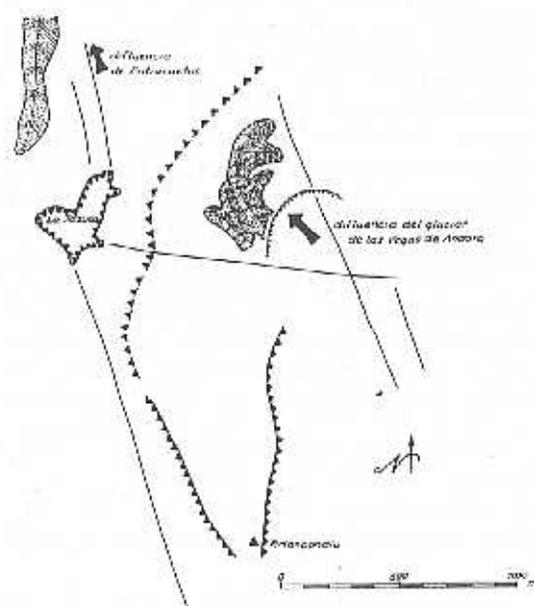


Fig. 17. Croquis de las morrenas depositadas por el lóbulo difluente del glaciario de las Vegas de Andara.

han ido borrando algunos tramos de dicho corte.

¹³ Las morrenas de difluencia fueron cartografiadas a escala 1:5.000 tras recorrerlas y establecer la situación y disposición de los distintos cordones.

aunque aparecen algunas morrenas de nevero, no existen depósitos que avalen momentos de estabilidad durante la deglaciación. Dichas morrenas de nevero aparecen en los lugares más altos y umbríos del fondo del circo de Peña Sagra y en determinados *jous* de las áreas culminantes de Andara. Algunos de los neveros que las causaron pudieron tener un carácter permanente hasta época reciente, pero no cabe considerarlos como agentes modeladores de importancia. Sólo el recubrimiento de las vertientes por derrubios y la acción morfogenética de las aguas de fusión al buscar su salida de la antigua cuenca glaciar supusieron ligeros retoques a las formas heredadas de un pasado glaciar.

En Peña Sagra, las márgenes del valle glaciar, especialmente la derecha, están recubiertas por de-

rribios que casi enmascaran los frentes de las capas, hoy sólo insinuados en unas vertientes prácticamente regularizadas y colonizadas por los piornales.

Sin embargo, al presentar las paredes del circo una inclinación más pronunciada, ni los derrubios de las canales, ni los situados al pie de las vertientes se encuentran estabilizados en este sector de cabecera; los frentes de las capas, las canales y los espaldares del circo aún abastecen de material detrítico a sus vertientes. Durante la primavera, las canales encauzan aludes de nieve que son capaces de barrer su fondo, arrastrando los derrubios caídos en ellas durante el verano; este mecanismo se combina durante el invierno y la primavera con el deslizamiento

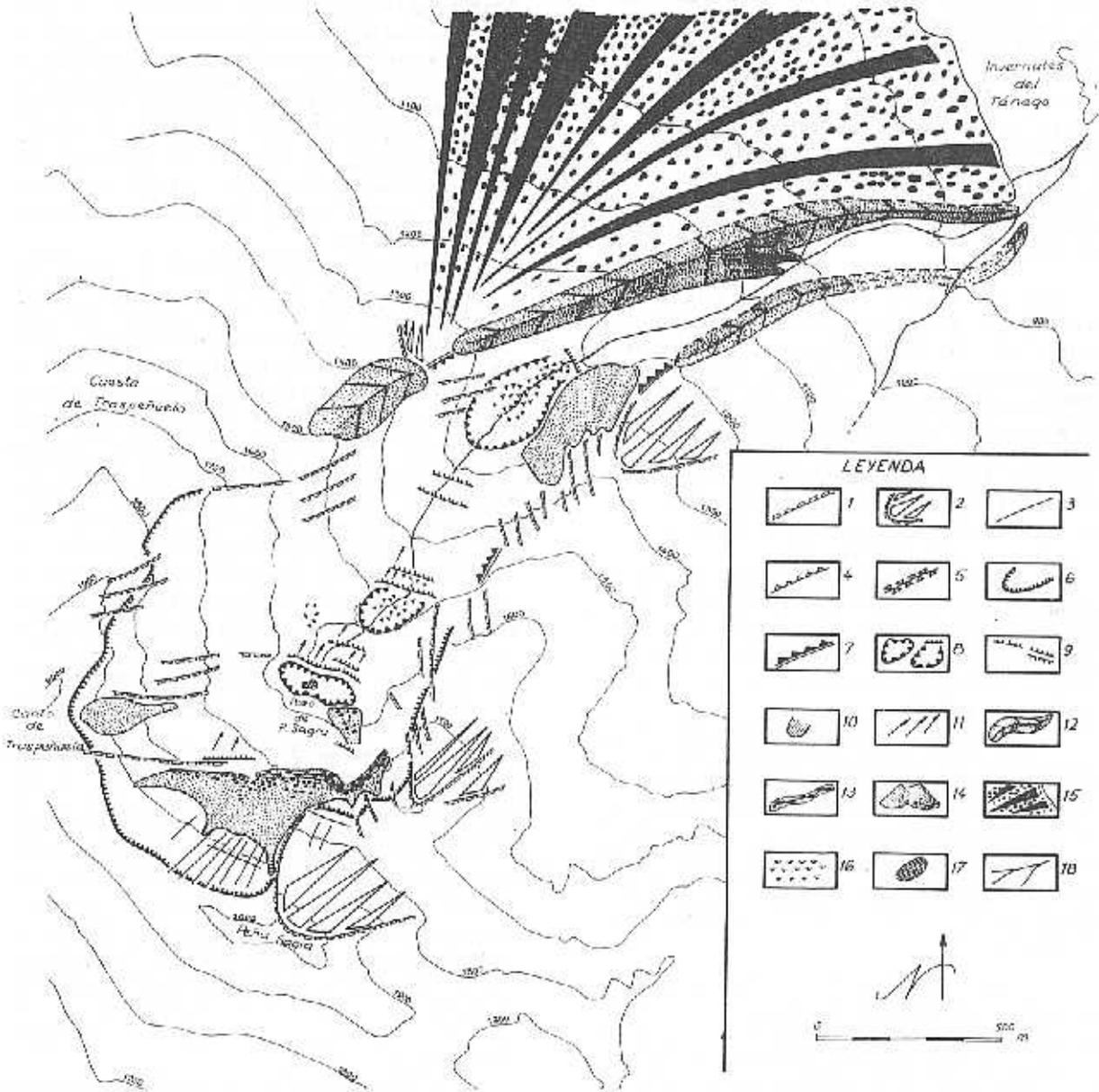


Fig. 18. Mapa geomorfológico del valle del Tánago. Leyenda: 1. Escarpe de frente de capa; 2. Rampa subestructural sobre dorso de capa; 3. Línea de fractura; 4. Escarpe de línea de fractura; 5. Depresión sobre línea de fractura; 6. Pared de circo glaciar; 7. Pared de valle glaciar; 8. Cubeta de sobreexcavación, rellano; 9. Umbral (en escalón o en barra); 10. Formas aborregadas, dorsos de ballena; 11. Pulido glaciar; 12. Cordón morrenico; 13. Morrena de nevero; 14. Derrubios de ladera; 15. Cono torrencial; 16. Turberas, zonas encharcadas; 17. Lagunas; 18. Arroyos, ríos.

sobre la nieve del material procedente del frente de las capas, dando como resultado un importante cúmulo de derrubios a la salida de las canales.

Por otro lado, los dorsos de las capas que conforman los espaldares del circo de Peña Sagra también han estado y están sujetos a una dinámica que ha favorecido el suministro de material detrítico; aquí, los diferentes procesos erosivos actúan ensanchando la red ortogonal de diaclasas que afecta a las capas y, en consecuencia, liberando derrubios que van a parar a la base del espaldar. La meteorización explota las líneas de debilidad, que posteriormente quedan limpias de material suelto cuando el agua se canaliza en ellas, combinándose esta acción con los efectos de la alternancia hielo - deshielo, de tal modo que ambas llegan a desgajar cantos y bloques de gran tamaño que caen hasta el fondo del circo, bien tras deslizarse por el plano de estratificación de la capa subyacente o bien, eventualmente, resbalando por la superficie del nevero que queda adosado a su pie hasta bien avanzada la primavera. Este nevero fue, con casi total seguridad, permanente durante la etapa inmediatamente posterior a la deglaciación, construyéndose gracias a él un cordón de derrubios, una morrena de *nevè*, que se conserva intacta en la última grada del circo, mientras que, por el contrario, la actual caída de derrubios tiende a rellenar el hueco entre el cordón y la pared.

Así, las vertientes y paredes del valle glaciar han conocido una primera etapa en la que se formaron, sobre las vertientes bajas, taludes de derrubios que posteriormente llegaron a alcanzar un estado de equilibrio; en las paredes y canales del circo, gracias a una dinámica periglacial y nival, se acentuaron los corredores de aludes ya existentes durante la glaciación y aparecieron a su pie acumulaciones caóticas de derrubios o morrenas de nevero, enlazando estas últimas con la de los neveros apoyados en el espaldar del circo.

En una segunda etapa, las vertientes bajas quedaron en estado de equilibrio y sólo ligeras incisiones han mordido en los taludes de derrubios, al contrario de lo que sucede en las paredes del circo, que han continuado abasteciéndose de derrubios a su base hasta la actualidad.

El torrente que drena el antiguo valle glaciar surge a partir de las aguas que se concentran en una pequeña laguna, el Pozo de Peña Sagra, y recorre las gradas del circo precipitándose en estas sucesivas rupturas de pendiente. Una vez abandonado el circo, divaga en un fondo de valle amplio hasta que, tras la última ruptura de pendiente del valle glaciar, instala su lecho en la base de las morrenas terminales.

Todo el fondo de valle, incluidos los rellanos en gradería del circo hasta el pozo, y el depósito torrencial externo a la caja del glaciar se encuentran salpicados de áreas encharcadas con musgos del género *Sphagnum*, cuyo depósito fósil alcanza, en ocasiones, el metro de potencia. No obstante, estas turberas, que también aparecen frecuentemente sobre el roquedo triásico en áreas próximas y cuya antigüedad no sobrepasa los 10.000 años B. P. MA-RISCAL (1983), sólo velan ligeramente el lecho glaciar.

Los elementos postglaciares analizados, unidos a las bien conservadas formas glaciares de las áreas culminantes de la Sierra de Peña Sagra, dan muestra, pues, de la disminución del ritmo morfogenético una vez que se produjo la deglaciación. Pequeños retoques, entre los que cabe destacar la formación de taludes de derrubios y la elevación del fondo de valle por las turberas, se superponen a las formas glaciares heredadas, cuya fresca evidencia la escasa eficacia de los procesos modeladores desarrollados durante y después del proceso de retirada de los hielos.

La evolución postglaciar del Macizo de Andara también está caracterizada por la escasa actividad morfogenética. Las aguas de fusión de los hielos en retroceso hicieron posible que la zona de cabecera retomara su papel de área de captación cárstica, muy verosimilmente frenado durante la época glaciar, de tal modo que los *jous* y los pequeños sumideros restablecieron su funcionalidad, pero sin modificar sustancialmente una topografía ya establecida con la carstificación antigua y el modelado glaciar; sólo se retuvieron las aguas en aquellos lugares donde afloran los materiales pizarrosos impermeables que constituyen el techo del autóctono relativo, cabalgado por algunas escamas; en la cabecera del aparato glaciar de Valdiezmo, el Llago de Valdominguero y el Pozo de Andara aparecen gracias a esta circunstancia.

Las vertientes comprendidas en el área de circos de este valle glaciar, desde las cumbres hasta el fondo de pozos y *jous*, están cubiertas por potentes mantos de derrubios, gleras donde los cantos y gravas angulosos sólo permiten aflorar la roca *in situ* en algunos cuetos y umbrales que suponen rupturas de pendiente en la vertiente, revelando la importancia de tales recubrimientos la intensidad y permanencia de la gelifración desde el retroceso glaciar, aunque debe tenerse en cuenta la complementariedad de la caída de bloques por gravedad con los procesos de fragmentación de las rocas por los ciclos hielo - deshielo. La regularidad en el perfil de los taludes de derrubios se encuentra interrumpida por canales labradas en ellos por los frecuentes aludes y por la arroyada causada por las aguas de fusión de la nieve, presentando tales canales una continuidad prácticamente total desde las culminaciones hasta el fondo de los *jous*.

Sin embargo, los derrubios de ladera no tienen ese carácter omnipresente en las vertientes de los tramos medio y bajo del valle glaciar; los llambriales, limpios de material suelto, constituyen el elemento morfológico que caracteriza estos sectores, en tanto que los taludes de acumulación únicamente están desarrollados en la base de los fuertes escarpes occidentales del Mancondiu y en el interior de los nichos del Pico Boro. Por su parte, algunas coladas de bloques ocupan canales que, desde los contrafuertes en que se apoya la morrena lateral izquierda, se dirigen hacia pequeñas formas de captación cárstica.

El predominio de los llambriales, constituidos por roca caliza expuesta directamente a los agentes atmosféricos, refleja una evolución postglaciar regida por las diferentes formas de carstificación. El modelado de detalle ha estado guiado en unos casos por la densa red de diaclasas que afecta al roquedo calcáreo; así, se encuentra muy evolucionado el *la-*

pias fisural (*klufikarren*), cuyos corredores suelen ser bastante profundos, llegando a encajarse incluso varios metros, y que está ampliamente representado en estos tramos del valle. Pero no es éste el único tipo de *lapiaz* que aparece, ya que las acanaladuras poco profundas y de aristas cortantes (*villenkarren*), y otras, más redondeadas y profundas (*rinnenkarren*) tienen gran desarrollo sobre los llambriales.

Las formas cársticas de mayor tamaño responden a una evolución más compleja; son dos los tipos fundamentales que jalonan el fondo de valle: las depresiones que adquirieron forma de estrella, relacionadas con cruces de fracturas, como ya se explicó en el apartado de morfología glaciár (torco de la Jazuca, p. ej.), y, por otro lado, las depresiones perfectamente circulares, como es el caso de la que fue ocupada por la difluencia glaciár de Entrecuecos. Ambos tipos de depresiones retomaron el papel de áreas de absorción después del abandono de los hielos y, en su fondo, se produjo un relleno por arcillas procedentes de la descalcificación, del arrastre desde las vertientes morrénicas o alimentadas por las líneas de fractura.

Según lo expuesto, carstificación generalizada y construcción de grandes taludes de derrubios en el área de cabecera han sido los procesos fundamentales de la evolución postglaciár en Andara, aunque ambas morfoesculturas no han conseguido más que ahondar o revestir ligeramente un modelado glaciár que hoy aún conserva toda su frescura. Por un lado, el retroceso de las paredes de los circos y la excavación en el área de cabecera son patentes al conservarse los grandes escarpes de las altas cumbres y las fuertes pendientes de los umbrales, a pesar de haber sido suavizados por un potente manto de derrubios. Por otro, el pulimento ejercido por el glaciár sobre el roquedo es manifiesto en los extensos llambriales, aunque en detalle la carstificación ha modelado amplios campos de *lapiaz* sobre estas superficies.

En suma, puede decirse que la herencia de la morfogénesis glaciár pleistocena en el Macizo de Andara y en Peña Sagra se conserva en toda su magnitud, ya que los distintos procesos que posteriormente continuaron modelando estas montañas no han conseguido borrar unas formas de relieve no acordes con ellos.

CONCLUSIONES

En el conjunto de la evolución del relieve de Peña Sagra y Andara, la morfogénesis glaciár pleistocena sólo representa una etapa efímera y ha estado, además, restringida espacialmente. A ello habría que añadir que tanto el modelado glaciár como los otros sistemas morfoclimáticos que le antecedieron y sucedieron han mostrado una tendencia general a subrayar el dispositivo estructural de ambos macizos¹⁴.

De este modo, un drenaje torrencial en Peña Sagra y una importante carstificación en Andara ya

habían dado lugar antes de la instalación de los hielos a numerosas depresiones que se alargan según líneas estructurales con rumbo transversal al de las capas sedimentarias y que presentan una inclinación general hacia el norte, acorde con el buzamiento de éstas. De entre tales depresiones, los valles del Tánago, en Peña Sagra, y de Valdiezmo, en el Macizo Oriental de los Picos de Europa, ya reflejaban sustancialmente entonces los caracteres morfológicos observables en la actualidad y, por tanto, se diferenciaban entre sí, en función principalmente de la distinta naturaleza del roquedo: mientras que el valle del Tánago, modelado sobre rocas silíceas, presentaba una clara continuidad desde la cabecera hasta el gran cono torrencial dispuesto a su pie, en el de Valdiezmo, excavado sobre el potente espesor calcáreo del Carbonífero, se distinguían un sector elevado con predominio de las depresiones cerradas, y unos tramos medio y bajo afectados por un drenaje principalmente subaéreo.

Durante alguna de las fases frías del Pleistoceno se produjo en estos valles, como en muchos otros lugares de las montañas cantábricas, un drenaje de tipo glaciár. Ahora bien, ni el volumen de hielo acumulado ni su forma de evacuación fueron idénticos en el Tánago y en Valdiezmo, alcanzando una mayor envergadura y grado de complejidad la corriente glaciár instalada sobre el último de ellos. La causa de esta desigualdad no sólo reside en las diferencias de altitud de las líneas de cumbres respectivas, sino también en los distintos dispositivos topográficos preglaciáres antes aludidos, siendo mucho más adecuado para la sobreacumulación de nieve el tramo alto de Valdiezmo. Pese a ello, tanto en uno como en otro caso no quedan más que huellas de una única glaciación, en la que, tras alcanzarse un período álgido, puede reconstruirse un retroceso regular y sin grandes sobresaltos, con pequeñas pulsaciones o fases de estabilidad señaladas por unos pocos cierres morrénicos.

La diferencia de volumen de los aparatos glaciáres también se ha reflejado en la distinta magnitud y grado de perfección de las formas de relieve por ellos modeladas. Tal contraste se ve aumentado por la mayor adecuación de determinados sectores del valle de Valdiezmo a la dinámica glaciár de sobreexcavación, acentuada por la preexistencia en su perfil longitudinal de una serie de depresiones escalonadas en cuyo fondo se concentró la presión de la masa helada. Pero, pese a esta diferencia de magnitud, el determinante papel que el entramado estructural jugó como guía de los procesos modeladores glaciáres es indudable en ambos valles, de tal modo que tales procesos no han hecho más que acentuar los caracteres morfoestructurales preexistentes.

Dentro de los valles modelados respectivamente por los glaciáres del Tánago y Valdiezmo, las formas de sedimentación se distribuyen también de un modo muy selectivo, pero en este caso a causa fundamentalmente de la dinámica glaciár, concentrándose en los sectores medio y bajo de ambos valles

¹⁴ Los mapas geomorfológicos de las figuras 18 y 19 no fueron realizados íntegramente durante el curso, pero sí en buena medida. Con la elaboración de esta cartografía geomorfológica se perseguía el conocimiento de la distribución más o menos selectiva de los distintos gru-

pos de formas, su relación con la estructura geológica y el reflejo que de una sucesión cronológica pudiera haber en el encajamiento de formas, fundamentalmente en la superposición del modelado postglaciár al ocasionado por los hielos cuaternarios.

-donde dominan morfológicamente- y teniendo una presencia mucho más significativa en las márgenes izquierdas respectivas, debido a la inflexión que hacia su derecha dibujaban las dos corrientes de hielo. También es común a ambos casos la disposición escalonada de los cordones morrénicos, motivada por la existencia de rupturas de pendiente en las márgenes y fondo del lecho, que daban lugar a bruscos descensos en la superficie del glaciar.

Tanto las anteriormente citadas formas de excavación como las de acumulación se conservan actualmente en excelentes condiciones, debido a la escasa importancia de los procesos modeladores post-glaciares; sólo ha habido un ligero relleno de las depresiones por la caída de derrubios -especialmente importante y aún vigente en los sectores elevados-

y por la formación de turberas, siendo igualmente insignificantes los procesos de excavación, que se han limitado a abrir localmente los cordones morrénicos y a profundizar aún más las depresiones modeladas por los glaciares en las calizas, sin alterar sustancialmente su disposición.

Puede concluirse, en suma, que la glaciación de ambos macizos montañosos ha sido reciente, como lo demuestra la frescura de las formas de relieve de origen glaciar, y que, limitándose a las vertientes más favorablemente orientadas y a un único episodio frío, ha estado restringida espacial y temporalmente, por lo que, no obstante su diferencia de magnitud en Peña Sagra y Andara, ha desempeñado un limitado papel morfogénico.

BIBLIOGRAFIA

- HERNANDEZ PACHECO, F. (1944): *Fisiografía, geología y glaciario cuaternario de las montañas de Reinoso*. Memorias de la Real Academia de Ciencias, Madrid, 183 pp.
- MARISCAL, B. (1983): «Estudio polínico de la turbera del cueto de La Avellanosa, Polaciones (Cantabria)». *VI Reunión do Grupo Español de Trabajo de Cuaternario, Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, nº 5.
- MARTINEZ DE PISON, E. & ARENILLAS PARRA, M. (1981): «Algunos problemas de morfología glaciar en la España atlántica». *Homenaje a Lluís Solé i Sabarís, Acta Geológica Hispánica*, pp. 445-450.
- MARTINEZ DE PISON, E. & ARENILLAS PARRA, M. (1984): «Nuevos problemas de morfología glaciar en la España atlántica». *Estudios Geográficos*, año XLV, nº 175, pp. 159-174.
- OBERMAIER, H. (1914): *Estudio de los glaciares de los Picos de Europa*. Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Serie Geológica, Madrid, 43 pp.