

EL GLACIARISMO CUATERNARIO DE LOS PUERTOS DE ALIVA (MACIZO ORIENTAL DE LOS PICOS DE EUROPA, OCCIDENTE DE CANTABRIA)

*QUATERNARY GLACIARISM IN ALIVA
(EASTERN MOUNTAINS OF THE PICOS DE EUROPA, WESTERN CANTABRIA)*

FLOR, G. y BAYLON-MISIONÉ, J.I.
Departamento de Geología. Area de Estratigrafía.
C/ Arias de Velasco s/n. (33005).
Universidad de Oviedo.

RESUMEN

A partir de una cartografía detallada, originalmente a escala 1/10.000, se elabora un mapa morfológico de la región de los Puertos de Aliva (cabecera del río Duje), tanto de las formas erosivas como sedimentarias glaciares, y de otros depósitos de interés. Se individualizan dos glaciares de valle con cabeceras contiguas, que han dejado unos conjuntos sedimentarios morrénicos; del estudio de su forma, tamaño, situación y disposición es posible establecer una secuencia evolutiva espacio-temporal.

Palabras clave: unidades morfológicas, glaciario, morrenas, evolución, Cuaternario, Picos de Europa, N de España.

ABSTRACT

From a cartographic work (scale 1/10.000, initially), a morphologic map of the Aliva area (N of Spain), with emphasis in erosive and sedimentary forms of glacial origin, is made. Two glacial valleys, with their adjacent heads originated several moraines; the study of their shape, size, situation and distribution allows to establish the evolution of the glaciario.

Key words: Morphologic units, glaciario, moraines, evolution, Quaternary, Picos de Europa, Northern Spain.

MARCO GEOGRAFICO

Los Puertos de Aliva constituyen un enclave singular dentro de los Picos de Europa en el extremo suroccidental de la provincia de Cantabria. El río Duje sirve de límite entre los Macizos Oriental y Central, si bien OBERMAIER (1914) incluye esta zona en el segundo (Cantabria). El río Duje drena el valle principal y nace al pie de Pea Vieja, dirigiéndose, aguas abajo, hacia el N hasta su confluencia con el Cares en Poncebos. Otro río de menor importancia, dentro del área, el Nevandi, fluye hacia el S, buscando,

a través de Espinama, el margen izquierdo del Deva. El conjunto del relieve sigue una dirección N-S, con las divisorias hidrográficas y el eje del valle principal del Duje con esa misma alineación. Fig. 1.

ANTECEDENTES

Los primeros trabajos son de índole esencialmente geográfica y de viajes (PENCK, 1897; SAINT-SAUD, 1893 y 1907), describiendo este último pequeños glaciares. CAR-

BALLO (1911) refiere la existencia de una glaciación cuaternaria, por extrapolación con los Alpes y Pirineos.

HERNANDEZ PACHECO, en 1914, cita dos morrenas en las cercanas de Bulnes pertenecientes a dos glaciaciones en la Cordillera Cantábrica.



Fig. 1. Esquema de situación del área estudiada.
Fig. 1. Situation scheme of the studied area.

Ese mismo año, OBERMAIER analiza el glaciario de los Macizos Oriental y Central. Los glaciares de valle vertían hacia el N y, aunque las huellas no son las mismas que las observadas en los Alpes y Pirineos, deduce varias pocas glaciares. Admite una glaciación anterior, particularizándola en la "cubeta de Comeya" (Macizo Occidental), así como por la presencia de brechas de aluviones removilizadas por los glaciares más modernos. La gran morrena del Duje es considerada como central; el glaciar de La Lloroza (O de Pea Vieja) se dirigía hacia el Sur, cayendo en cascada hacia Fuente D, y, en la Horcadina de Covarrobres, girará bruscamente al E para entrar en el valle de las Salgardas, que, junto con el del Duje, formaban un nico glaciar con dos lenguas de hielo, dando lugar a la morrena central del Duje. Para el Macizo Oriental, cita rocas pulidas y montículos aborregados: cabecera del circo de Urdón y hasta los 750 m de altitud.

Para LLOPIS LLADO (1950), la lengua glaciar del Duje se extendió hasta 7 Km y admite dos glaciaciones, de las que la würmiense más reciente habrá dejado mas testimonios.

NUSSBAUM y GIGAX (1953) revisan la glaciación cuaternaria en la Cantábrica. Detallan la altura inferior de las diferentes morrenas y, basándose en las observaciones de Obermaier, enmarcan los glaciares de Picos de Europa en el tipo alpino. La morrena de Peña Vieja es citada por HERNANDEZ PACHECO (1959).

Aunque MIOTKE (1968) se centró, fundamentalmente, en aspectos cársticos del Macizo Occidental de los Picos de Europa, hizo hincapié en las glaciaciones de la zona. Apunta la posibilidad de una glaciación más antigua y de mayor importancia que la würmiense, ésta claramente representada en el Parque Nacional de la Montaña de

Covadonga, basándose en algunas observaciones en el entorno comprendido entre los Lagos y Covadonga. Asigna a la morrena del Duje como lateral y los lóbulos morrénicos del de Las Salgardas, y otros que los atraviesan, debidos al desbordamiento del hielo.

Para FROCHOSO (1980), en la zona del Deva, los frentes del glaciar serán debidos a varias pulsaciones de una misma glaciación. Identifica una cuenca glaciar en el valle de Las Salgardas, formada por una serie de arcos morrénicos de cuyo frente parten lóbulos en varias direcciones, así como la del Duje, que dejara una morrena lateral en el margen derecho y una serie de morrenas terminales. En éstas, diferencia cuatro estadios, en base a las alturas de los depósitos. El hecho de que los frentes glaciares se encuentren tan bajos se deberá a que las zonas de alimentación están muy elevadas, a que hay una gran proximidad entre éstas y los frentes y a las condiciones climáticas. Concluye que, en los Picos, hubo una única glaciación reciente máxima, de edad Würm, con una fase de estabilidad dilatada y diversos estadios de retroceso. Para este autor, el valle glaciar del Duje se habra rellenado por "gonfolitas" (término introducido por OBERMAIER, 1914) o brechas calcáreas cementadas procedentes de las cumbres septentrionales, que, posteriormente, habrán sido excavadas por la acción glaciar.

Para ALONSO OTERO et al.(1981), la zona de glaciación máxima en la zona cantábrica es la de los Picos de Europa, donde la mayor parte de los glaciares discurrirán hacia el N. Para la zona castellano-leonesa, admiten la existencia de una glaciación única de edad würmiense, y apuntan se tratará, en general, de un glaciario incipiente y marginal.

El glaciario de la cabecera del río Esla (comarca de Ríao) es estudiado por ALONSO HERRERO (1987), quien, basándose en la diferente extensión de las formas encontradas, grado de conservación, situación topográfica y altitud, así como por comparación con otras zonas de la cantábrica, supone dos glaciaciones para esta región, muy próxima geográficamente a los Picos de Europa. La primera se caracterizó por la formación de pequeñas plataformas glaciares, mientras que la segunda por el desarrollo de pequeños glaciares de valle.

SMART (1986) interpreta las grandes depresiones endorreicas en calizas del Macizo de Andara (zona oriental de los Picos de Europa) de origen glacio-cárstico, que funcionan durante el glaciario como circos o zonas de acumulación de nieve; habla de una glaciación precuaternaria, (unos tres millones de años).

BAYLON-MISIONÉ y FLOR (1987) confeccionan una memoria de la zona de Aliva para la VII Reunión sobre el Cuaternario. Encuentran signos de glaciario reciente mejor representado por grandes morrenas laterales y frontales en arco, con fases de retroceso, así como pulsaciones de avance, manifestadas por desbordamientos de

hielo (valle glaciar de las Salgardas). Asimismo, deducen la existencia de tres etapas frías, la más antigua de mayor extensión e intensidad y la más reciente del Tardiglaciario. Estos datos concuerdan, en parte, con los de otros autores que han estudiado distintas zonas de la cordillera en los últimos años (ALONSO, 1986).

MARCO GEOLOGICO

De acuerdo con MAAS (1974), MARQUINEZ (1978) y MARTINEZ y MARQUINEZ (1984), este área se encuentra en el Sector Suroriental de la Región de los Picos de Europa, que está formada por materiales carboníferos cuyas litologías, de muro a techo, son: calizas predominantes (Formaciones griotte, Caliza de Montaña y Calizas de Picos de Europa), pizarras y conglomerados brechoides (Formación Lebea); asimismo, se intercalan tramos de calizas brechoides, dentro de las formaciones carbonatadas mayores (Calizas de Montaña y de Picos de Europa).

Esta Unidad se encuentra cabalgando a los materiales devónicos y carboníferos del Dominio de Libana (Región del Pisuerga-Carrin) a lo largo de la superficie de cabalgamiento frontal de los Picos de Europa, que se encuentra justo al S de Aliva, en la zona de Fuente D.

Este área es subdividida por MARQUINEZ (1978) en una serie de unidades cabalgantes, que se disponen con alineaciones aproximadamente E-O, y que, de S a N, son las siguientes:

Unidad Frontal, Unidad de Tesorero-Agero y Unidad Compleja de Lechugales (Fig. 2).

La Unidad Frontal está representada, mayoritariamente, por la Caliza de Picos de Europa, que se encuentra en la cabecera hidrográfica del valle de Las Salgardas y al SO de las Cumbres Abenas, así como por el conjunto de brechas y olistostromos calcáreos y pizarras de la Formación Lebea, siendo estas últimas las que constituyen, predominantemente, el área de excavación de la cabecera del Duje. En las áreas topográficamente más elevadas, aparecen las Calizas de Picos y de Montaña, formándose un escalón muy pronunciado en la porción inferior, el cual coincide con el Cabalgamiento de la Unidad de Tesorero-Agero; éste pone en contacto la Caliza de Montaña con las pizarras de Lebea, tanto en el extremo occidental como en el septentrional.

Las cabeceras hidrográficas se articulan, bien sobre las calizas carboníferas, bien sobre las pizarras de Lebea, siguiendo las unidades estructurales de dirección E-O, y pasando, aguas abajo, a dirección N-S. El Duje fluye hacia el N, mientras que el Nevandi lo hace hacia el S, cortando ambos, perpendicularmente, en cabecera, los diferentes cabalgamientos de las calizas carboníferas; el primero se coloca, para la apertura del valle en los puertos de Aliva, paralelamente a las estructuras.

En esta zona, se conservan y desarrollan diferentes morfologías de erosión y depósitos de recubrimiento, entre los que caben destacar los producidos por la actividad glaciar y periglaciario, que son los más ampliamente representados, depósitos de ladera, fluviales y cársticos.

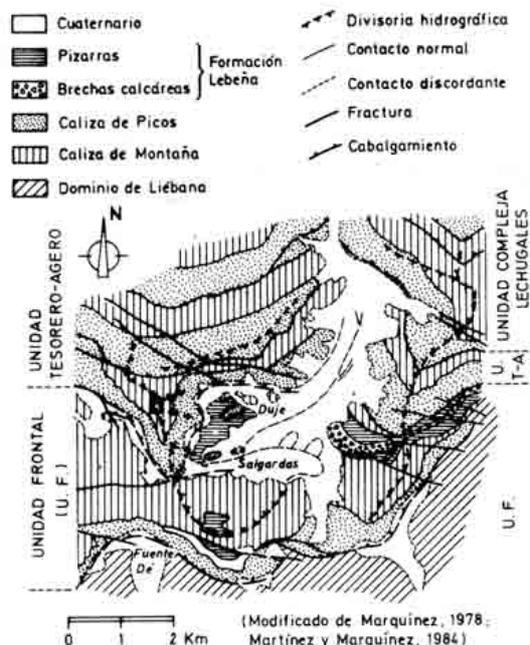


Fig. 2. Esquema Geológico.

Fig. 2. Geologic plan.

OBJETIVOS Y METODOS

Como primer objetivo se planteó la confección de un mapa morfológico de detalle, inicialmente a escala 1/10.000, en la zona de los puertos de Aliva. Se ha hecho énfasis en las formas de erosión y depósitos de recubrimiento, producto de las actividades glaciar y periglaciario, depósitos de ladera, fluviales y lacustres, individualizándose los aparatos glaciares más importantes con los circos de mayores dimensiones.

En segundo lugar, de acuerdo con las dimensiones, alturas topográficas, morfologías, situación y disposición de los diferentes tipos de depósitos, la posibilidad de establecer una secuencia espacio-temporal de procesos que han modelado el relieve de la zona de Aliva, desde el punto de vista del glaciario, cuyas huellas son mayoritarias en esta zona.

La metodología utilizada consistió en el trabajo de campo combinado con la cartografía a partir de fotografías áreas antiguas y recientes, a diferentes escalas.

RASGOS MORFOLOGICOS

En la Figura 3, se reflejan el conjunto de formas erosivas: circos, aristas, superficies pulidas, etc y sedi-

mentarias de origen glaciar y periglacial, fluvio-glaciar y glaciolacustre, nivocárstico y de ladera, entre las más importantes.

En Aliva, se separan claramente dos cuencas hidrográficas actuales, cuyo modelado fundamental tuvo origen glaciar. La más meridional es la de Las Salgardas, que se abre en dirección NE- SO, vertiendo hacia el NE. En su cabecera S, conserva cuatro circos situados a alturas variables, entre 1850 y 1900 m, orientados al NNE y excavados sobre calizas carboníferas. Apenas si originaron depósitos, enlazando con el fondo del valle (situado a unos 1725 m), mediante un escalón pronunciado de unos 30 m de desnivel. En el extremo N, se diferencian tres circos pequeños, a partir de los cuales se originan importantes depósitos de ladera. Sus ápices y todo el conjunto sedimentario, situado m s al E, se disponen sobre un sustrato de pizarras de la Formación Lebea, las cuales ejercen un control definitivo, proporcionando las litologías limosas y arcillosas para el depósito glaciar y condicionando la apertura del fondo del valle sobre las mismas. En las áreas de cabecera, dentro de los depósitos de ladera (canchales, fundamentalmente), se evidencian retoques por la nieve, con la formación de sendos nichos de nivación, así como morrenas de névê. Son destacables las superficies pulidas por la acción del hielo en buena parte de las superficies calcáreas del fondo del valle.

En la zona media del valle, son importantes numerosas superficies de sobreexcavación, alguna de las cuales representan escalonamientos del valle glaciar.

Los depósitos glaciares más destacados son los que se sitúan en los frentes del valle; se disponen como formas morrénicas en arcos concéntricos, más desarrollados aquéllos situados en el borde N, producto de la retirada del hielo; son frecuentes las alineaciones de bloques y megaclastos en la base de sotavento de las crestas; el frente más externo ha sufrido roturas y desbordamientos del hielo talud abajo, creándose a modo de nuevos arcos en forma de lóbulos o lenguas, que muestran, a su vez, procesos de retroceso. Los espesores mayores de acumulación de los arcos morrénicos, medidos en sus frentes, oscilan desde 60 m, en el extremo oriental, a 140 m en las áreas de desbordamientos.

El sustrato se excavó más eficientemente en la mitad septentrional del valle, donde las litologías son pizarrosas, resultando una marcada asimetría del valle. Al alcanzarse la máxima extensión, la lengua de hielo giró desde una trayectoria NE a S y en las subsiguientes fases de retroceso pasó a colocarse, primero, en dirección E-O, momento del que resta la máxima acumulación (fase de estabilización), y, finalmente, ENE- OSO. Los desbordamientos de los frentes ocurren después del momento de máxima estabilización, con mayores precipitaciones.

La cabecera del Duje es compleja, separándose cuatro partes principales. En la mitad meridional (Peñas de

Juan Toribio), limitante con el valle de Las Salgardas, no se desarrollan circos, pero sí morrenas de névê tardas. La pared SE de Peña Vieja está tallada en calizas y es de una pendiente extremadamente fuerte. Existe un escalón morfoestructural, coincidiendo con los depósitos de ladera, que se apoyan principalmente sobre las pizarras de Lebea; además, se individualiza una morrena, citada por HERNANDEZ PACHECO (1959), sobre este conjunto (mitad meridional y pared suroriental de Peña Vieja). Un poco más al E, sobre las pizarras, se encaja un circo menor (nº 11), que denominamos Circo del Chalet Real, el cual se cierra en su frente por un depósito glaciar en arco morrénico.

El conjunto de los circos nº 12, 13 y 14, así como el área de difluencia con el valle de Las Moñetas, en la zona de cumbres, constituyen una unidad de cabecera netamente diferenciada del resto, al modelarse exclusivamente sobre las calizas carboníferas. Los circos 13 y 14 están colgados, desarrollándose formas combinadas de disolución cárstica y sobreexcavación glaciar de grandes dimensiones. Asimismo, existe un escalón cuya pared vertical tiene una diferencia altimétrica de 200 m, en cuyo pie se asientan depósitos de ladera, apoyados sobre las pizarras. Alguno de estos depósitos de ladera contiene glaciares de roca muy poco evolucionados y de origen probablemente muy reciente. El margen meridional de la cabecera de este valle pertenece a la parte oriental de la arista compartida con el valle de las Moñetas; comprende los circos 15, 16 y 17, orientados al S. También aquí hay un fuerte escalón entre los circos y los depósitos de ladera instalados a su pie.

Una vez superada este área de cabecera, el valle del Duje se ensancha notablemente, desde 1,75 a 3 Km. En las partes altas de las laderas, se conservan numerosos circos de dimensiones muy variadas, particularmente en las orientadas al O. Son muy importantes los depósitos de ladera: derrubios, canchales, conos de deyección, etc, destacando los de la canal del Jierro, en la ladera nororiental al pie de la Tabla de Lechugales.

Los sedimentos glaciares de mayor relevancia forman un gran cordón morrénico lateral (denominado la Lomba del Toro), que se sitúan en posición oriental, iniciándose en los alrededores del Parador Provincial de Aliva, el cual se alinea paralelamente al curso del Duje, en su margen derecho. Este cordón es continuo, con un perfil transversal agudo, en forma de triángulo algo asimétrico; tiene espesores que oscilan desde los 120 m, un poco al S del Parador, hasta unos 10 m en la Vega de Piedra Ll; tiene una extensión de unos 3,8 Km y una anchura variable de 525 m en su ápice, a 60 m en el extremo externo. Adosada a la ladera occidental del valle, se identifica una cresta, parcialmente recubierta por depósitos de ladera, que representa la morrena lateral izquierda de la lengua de hielo; está topográficamente más alta como corresponde

a la parte del glaciar con una orientación al E y contiene menor volumen sedimentario. El hecho de que una cresta se sitúe sobre la ladera y la otra sobre el fondo del valle viene a indicar la fuerte asimetría de la lengua de hielo, que no ocupaba toda la sección del valle, así como la poca entidad de esta etapa glaciar. Ambas morrenas laterales deban de continuarse más hacia el N, conectándose este valle con el de Las Moñetas, para constituir un único valle glaciar en las Vegas de Sotres. En la cresta de La Lomba del Toro, queda un gran bloque errático (El Castillo).

En las cercanías de Vega de Piedra LI, se identifican varias crestas arqueadas suavemente y con desarrollo incompleto, inscritas en la cresta lateral derecha; todas ellas representan fases sucesivas de retroceso desde posiciones en que la lengua de hielo era más ancha y extensa; tienen el mismo significado que los arcos morrénicos retrogradantes de Las Salgardas.

Tanto estas morrenas laterales y frontales del Duje como las en arco de Las Salgardas, y la de Peña Vieja están constituidas por clastos de tamaños muy diversos y naturaleza calcárea englobados en una matriz fangosa de tonos oscuros de forma desordenada del tipo de fango soportado ("mud supported").

En las vertientes de la gran morrena lateral del Duje se aprecian huellas de movimientos en masa de tipo rotacional y coladas de barro, que funcionan en la actualidad.

Al pie de las morrenas de Las Salgardas y de la morrena lateral del Duje, en su porción oriental, se generaron dos áreas glaciolacustres marginales: Campo Mayor y Campo Menor, esta última interrumpida en el extremo N por conos de deyección posteriores, que se alojan sobre ella.

Las dimensiones del sistema glaciar Duje son comparativamente mayores y, debido a que erosionan a las pizarras de Lebea en buena parte de las áreas de cabecera, dieron lugar a un mayor volumen sedimentario.

Son de destacar, en la zona, frecuentes depósitos de ladera y torrenciales, con diferentes grados de cementación, alguno de los cuales está o estuvo sometido a procesos de disolución cárstica. Entre Piedra LI y las Vegas de Sotres, estas brechas cementadas permiten deducir que el eje del valle fluvial estuvo situado algo más al O que en la actualidad.

EVOLUCION

Las principales formas erosivas y sedimentarias de Aliva tienen un claro origen glaciar, con retoques posteriores por evolución fluvial y de ladera, principalmente.

Los grandes valles situados a cotas topográficas bajas, como el Deva y Miera en Cantabria, San Isidro, Somiedo y borde occidental del Parque de Covadonga, llegando el

hielo en este último a alturas mínimas de 475 m (valle de Orandi), en Asturias, se constituyeron como tales en alguna fase glaciar antigua de la que no quedan restos sedimentarios de ese origen, pero sí removilizados como depósitos de ladera y fluviales, como puso en evidencia ALONSO (1986) en Degaña (Asturias occidental). En Aliva, restan superficies pulidas en la parte alta de las laderas, actualmente en fase de erosión intensa: parte occidental del Pico Cortés y alrededores de la Tabla de Lechugales, que correspondieran a ese suceso. SMART (1986) piensa en una glaciación antigua (3 millones de años), coincidente con la Glaciación Biber (Pleistoceno Inferior); es difícil asignar esta edad tan antigua sin dataciones de ningún tipo, pero no cabe duda que representó una glaciación antigua y de mayor intensidad que la mejor representada y más moderna en toda la Cordillera, como es ésta de Aliva.

Posteriormente, se produce una fase caracterizada por una actividad fluvial intensa que desmanteló rápidamente todos los depósitos glaciares anteriores; sólo se conservan éstos reciclados a fluviales (terrazas de Degaña, Monasterio de Hermo, Somiedo, La Pornacal, etc) o como torrenteras en Aliva y Vega de Sotres, pudiendo haber sido sometidos a cementación y carstificación. La considerada como morrena terminal de Pido (OBERMAIER, 1914) representa, en realidad, un gran movimiento en masa de parte de la ladera del margen izquierdo del valle del Deva, que llegó a obturarle, temporalmente, en esta zona.

Le sucede otra etapa glaciar, probablemente würmiense, de acuerdo con la nomenclatura alpina, que remodela el relieve anterior y actúa principalmente en las áreas elevadas de la cordillera; es la responsable esencial de la erosión y de los depósitos glaciares de los puertos de Aliva. La actividad glaciar última no fue ni muy extensa ni muy intensa, ya que las morrenas de Las Salgardas no conectan con el gran valle inferior del Deva, cuya cabecera se sitúa en Fuente D. De forma general para la región de Picos de Europa, los límites altimétricos de los depósitos glaciares más inferiores no llegan a los 1000 m. La fase más antigua, en que la actividad glaciar alcanzara su máxima extensión e intensidad, como se deduce de la gran altura a que se encuentran las morrenas laterales del Duje, un poco al S de Las Vegas de Sotres, los valles del Duje y Las Moñetas se llegaron a conectar temporalmente, dando lugar a una lengua de hielo común, que se extendiera por las Vegas de Sotres. También el valle glaciar de Las Salgardas llegara un poco al S de la Majada de las Llavas. Ambos sistemas glaciares se encuadran dentro del tipo de glaciares de valle, desarrollándose, durante su funcionamiento, lagos marginales que se alimentan por aguas superficiales y subterráneas. La duración de este evento debió ser reducida a juzgar de la escasez de restos sedimentarios en los frentes extremos.

Fig. 4.

Después, se producira una retirada rápida, estabilizándose los sistemas en las áreas donde se conservan los arcos morrénicos (en Piedra Ll para el Duje, donde quedan actualmente más enmascarados por los derrubios de ladera de la Canal del Jierro y por la excavación fluvial del río, y en el gran arco externo para Las Salgardas). Este intervalo de tiempo debió ser relativamente amplio, ya que la acumulación sedimentaria es importan-

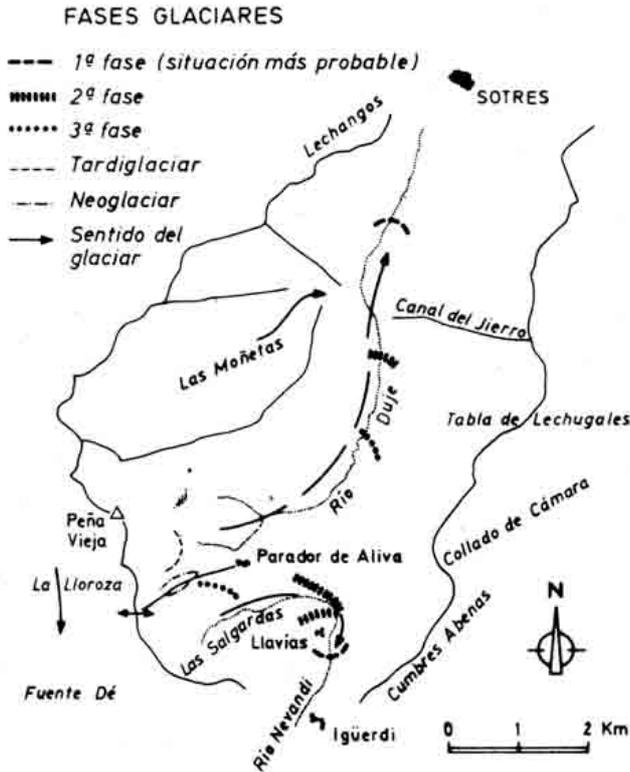


Fig. 4. Esquema de evolución de los diferentes momentos glaciares. Se distingue la glaciación principal con sus tres fases (1ª: expansiva, 2ª: estabilización y 3ª: retroceso) y, muy probablemente, las más recientes (Tardi y Neoglaciario). Asimismo, se consignan los flujos de los valles principales.

Fig. 4. *Evolutive scheme of the distinctive glacial events. The main glaciation with the three phases (1ª: expansive, 2ª: stabilization and 3ª: receding) and very probably, the later ones (Tardi and Neoglaciario fluctuations) are distinguished. Also, ice fluxes from main glacial valleys are represented.*

te. Al menos en Las Salgardas, se produjeron pequeños avances que dieron lugar a los desbordamientos de hielo con varios momentos de progradación y retroceso.

Con posterioridad, el retroceso es mucho más rápido en el Duje, con testimonios de morrenas frontales espaciadas y poco frecuentes, mientras que, en Las Salgardas, se conservan arcos sucesivos, adosados estrechamente unos a otros. Esta retirada es relativamente lenta si se compara con el final en que el retroceso es rápido, ya que

no se llega a formar depósito alguno. Únicamente, quedan evidencias del circo y depósitos en arco del Chalet Real, como un episodio intermedio entre ésta y la etapa siguiente, probablemente Tardiglaciario, en la que se originan las morrenas de Peña Vieja; en la morrena de fondo de ésta, se desarrolló un sistema de arroyada fluvial trenzada incipiente con procesos importantes de infiltración, mejor conservada en la mitad septentrional. Las morrenas de név de las Peñas de Juan Toribio, pertenecientes a ambos valles y los pequeños glaciares de roca poco evolucionados, desarrollados por debajo de los circos nº 12, 13 y 14, se formaron con mucho mayor probabilidad en el Neoglaciario. Nichos de nivación sobre canchales, que se evidencian claramente en la cabecera de Las Salgardas, se originaron durante ciclos fríos, en momentos relativamente recientes, siendo activos en la actualidad con motivo de nevadas intensas y por la persistencia de la capa de nieve y hielo.

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, V. (1986). *Geomorfología y Sedimentología del valle de Degaña (SO de Asturias)*. Tesis de Licenciatura (inédita). 141 pp. 1 mapa 1/25.000. Universidad de Oviedo.
- ALONSO HERRERO, E. (1987). Huellas del glaciario cuaternario en las cabeceras del río Esla, vertiente sur de la cordillera Cantábrica (León). *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 49-59.
- ALONSO OTERO, F., ARENILLAS PARRA, M. y SÁENZ RIDRUEJO, C. (1981). La morfología glaciario en las montañas de Castilla La Vieja y León. *Actas del I Congreso de Geografía de Castilla-León*, 23-43. Burgos.
- BAYLON-MISIONÉ, J.I. y FLOR, G. (1987). El glaciario de la zona de los puertos de Aliva. Excursión Pre-Reunión (Glaciario de los Picos de Europa). *VII Reunión sobre el Cuaternario (AEQUA)*, 7-15. 1 mapa (escala 1/10.000), 1 fig. Santander.
- CARBALLO, M. (1911). Excursión geológica a Picos de Europa (prov. de Santander). *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, XI, 216-224.
- FROCHOSO, M. (1980). El Macizo Central de los Picos de Europa y sus glaciares. *Era*, 1, 67-87.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1914). Fenómenos de glaciario cuaternario en la cordillera cantábrica. *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, XLV, 407-408.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1959). *La morrena periglaciario de Peña Vieja. Picos de Europa (Santander)*. Soc. Portuguesa de Antropología e Etnología. Vol. Hom. Prof. Mendes Correa, Oporto.
- LLOPIS LLADO, N. (1950). *Los rasgos morfológicos y geológicos de la Cordillera Cantábrico-Astúrica*. Discurso de apertura de Curso Académico 1950-51. Universidad de Oviedo. 51 pp.
- MAAS, K. (1974). *The Geology of Libana, Cantabrian Moun-*

- tains Spain. Deposition and deformation in a flysch area. *Leiden Geol. Meded.*, 49, 379-465.
- MARQUINEZ, J.L. (1978). Estudio geológico del Sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, 10, 295-315.
- MARTINEZ, E. y MARQUINEZ, J.L. (1984). *Mapa Geológico de España. 1/50.000. Hoja nº 56 (Carrea - Cabrales)*. I. G. M. E.
- MIOTKE, F. D. (1968). *Karstmorphologische studien in der glazialuberfromten Hhenstufe der Picos de Europa, Nordspanien*. Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover, Sonde, 4. 161 pp.
- NUSSBAUM, F. y GIGAX, F. (1953). Glaciación cuaternaria en la cordillera Cantábrica. *Estudios Geográficos*, 14, 261-270.
- OBERMAIER, H. (1914). Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trab. del Museo de Ciencias Nat. Serie Geol.*, 9. 42 pp.
- PENCK, A. (1897). En: Miotke (1968). Op. cit.
- SAINT-SAUD, COMTE DE (1893 y 1907). *Monographie des Picos de Europa (Pyrenes Cantabriques)*. tudes et voyages. Paris.
- SMART, P.L. (1986). Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Zeit Geomorph. N.F.*, 30-4, 423-443.

Recibido en Agosto de 1989

Aceptado en Mayo de 1990