

CARACTERISTICAS DE LOS GLACIARES ROCOSOS DEL AREA MERIDIONAL DEL BATOLITO DE PANTICOSA (PIRINEO OSCENSE)

Javier CHUECA CIA
Universidad de Zaragoza

RESUMEN: *Este artículo aporta algunas conclusiones extraídas del estudio del conjunto de glaciares rocosos ubicado en el área meridional del Macizo de Panticosa. Aspectos genéticos, morfométricos, de localización y datación son examinados - para ello - en profundidad.*

ABSTRACT: *This paper presents some judgments obtained from the study of a group of rock glaciers placed in the southern part of Panticosa Massif. Genetic, morphometric, locational and datational aspects are examined in full detail.*

Sumario: I. Introducción.- II. Los glaciares rocosos del área de estudio.- III. Conclusiones.- IV Bibliografía.

I. Introducción

El área de estudio se sitúa en la parte norte de la provincia de Huesca (fig. 1), en la denominada zona axial pirenaica, a unos 4 km. del Balneario de Panticosa y a 7 de la frontera con Francia. Ocupa el sector centro-oriental de la Hoja nº 145 (Sallent de Gállego) del Mapa Topográfico Nacional, escala 1: 50.000, con una superficie cartografiada de 8, 905 km² (fig. 2). Desde un punto de vista geológico (LANDEWIJK, J. E., 1960; DEBON, F., 1972) gran parte del área estudiada se corresponde con el afloramiento, en su extremo más meridional, del batolito granítico de Panticosa y su pertinente aureola de contacto paleozoica.

Las granodioritas que arman las Puntas de Piniecho (2.538 m.), Pico de Foratura (2.573 m.), Pico de Tablato (2.701 m.) y Pico del Brazato (2.791 m.) se encuentran fuertemente fracturadas y diaclasadas, contribuyendo este hecho a la elaboración, a partir de procesos crioclásticos, de la enorme masa de gelifractos que dan forma a los abundantes glaciares rocosos del área. Por otro lado, el macizo de Panticosa intruye en su parte meridional las formaciones del Devónico inferior y medio, provocando cambios en los tipos rocosos de la serie estratigráfica paleozoica. Pese a la presencia localizada de mármoles, metacuarcitas y córneas, en esta zona predominan litológicamente los afloramientos pizarro-margosos. Ellos han contribuido a la elaboración de un par de notables ejemplos de glaciares rocosos terrosos (*earthy* o *silty rock glaciers* en la clasificación de EVIN, 1987), muy poco frecuentes en el resto del Pirineo oscense.

El marcado contraste litológico entre estas dos áreas está fuertemente reflejado en su topografía y ha sido todavía más acentuado por la glaciación. La zona norte mantiene una morfología glaciar muy neta, con circos bien desarrollados, crestas divisorias interglaciares y *hörner* de espectacular verticalidad y presencia de numerosos umbrales y lagunas de origen glaciar. Además, en aquellos lugares en los que la activa taffonización que afecta a las granodioritas no los ha alterado, existen buenos ejemplos de micromodelado glaciar, con estrías, acanaladuras, gubias crecientes, etc., desarrolladas sobre las muy numerosas *roches moutonnées* presentes - básicamente - en el área del circo del Brazato. En la zona meridional, el control litológico contribuyó a inhibir el desarrollo de estas morfologías aunque, por otro lado, ha coadyuvado a la creación de un extenso aparato morrénico (instalado en el circo de Catieras-Baldairán), que nos ha permitido realizar algunas interesantes consideraciones cronológicas.

II. Los glaciares rocosos del área de estudio

II. 1. Definiciones y estado de la cuestión

Pese a la carencia de una definición normalizada sobre las características que conforman un **glaciar rocoso**, la mayoría de autores viene a coincidir en considerarlos masas de derrubios (generalmente compuestas por bloques angulosos con muy escasa matriz) situadas al pie de pendientes pronunciadas localizadas en medios de alta montaña. Suelen adoptar una disposición en forma de lóbulo, lengua o espátula, estando separadas del terreno circundante por un frente escarpado y unas pendientes laterales considerables. Su tamaño es extremadamente variable, presentando en superficie series de cordones y surcos generalmente perpendiculares a la dirección de desplazamiento. En los glaciares rocosos activos este movimiento oscila entre unos cuantos centímetros y algunos decímetros al año, siendo motivado, principalmente, por la deformación plástica del hielo contenido en su interior.

Análisis exhaustivos del estado de la cuestión en el terreno de los glaciares rocosos pueden localizarse sucesivamente en WAHRHAFTIG y COX (1959), POTTER (1972), CORTE (1976), DRAMIS y SMIRAGLIA (1986) y VITEK y GIARDINO (1987). Los estudios sobre glaciares rocosos llevados a cabo en la Península Ibérica son todavía escasos. Son citados por CLARK (1981) en la Cordillera Cantábrica y por GOMEZ ORTIZ (1987 b) en Sierra Nevada. En el Sistema Ibérico han sido descritos por ANTON BURGOS (1980) en la Sierra de la Demanda, por ORTIGOSA (1985, 1986) en la Sierra Cebollera, y por PELLICER (1984) en el Moncayo. En los Pirineos, el número de trabajos es mayor. Así, SOLE SABARIS (1951) ya apuntaba la posible presencia de glaciares rocosos en la cadena pirenaica. Posteriormente, autores holandeses como KLEINSMIEDE (1960), MEY (1967, 1968) o ZANDVLIET (1960) mencionaban someramente su existencia en los estudios que llevaron a cabo sobre la geología del sector central pirenaico. Los franceses ANGELY (1965, 1967), CAZENOVE-PIARROT y TIHAY (1983, 1986) y DESFARGE (1984) han venido realizando trabajos sobre glaciares rocosos en el Pirineo francés y andorrano. SERRAT (1979, 1980, 1984), GOMEZ ORTIZ (1979, 1987 a), SOUTADE (1980), MARTI I RIBA (1981) y GUTIERREZ y PEÑA (1981), los describen en el Pirineo central y oriental catalán. En el Pirineo central aragonés, por contra, estas formas permanecían prácticamente en el anonimato. El trabajo de HAMILTON (1988) sobre un caso de glaciar rocoso en apariencia activo ubicado en el área del Macizo de Posets y el de nosotros mismos (CHUECA, 1989) relativo a la zona de

cabecera del río Isábena, en la parte oriental de la provincia de Huesca, son dos de las escasas muestras que así lo atestiguan. Quizá haya que buscar la causa en lo limitado de su número, incomparablemente menor que en el vecino Pirineo leridano. De hecho, el conjunto a analizar a continuación constituye uno de los mejor desarrollados de todo el Pirineo oscense. En la actualidad, trabajamos en la elaboración de una relación pormenorizada de estas formas en la provincia de Huesca, a través de la cual - y por medio de un tratamiento estadístico - podamos establecer conclusiones fiables y comparaciones con otros trabajos de tipo similar que se han llevado a cabo en zonas de relativa proximidad.

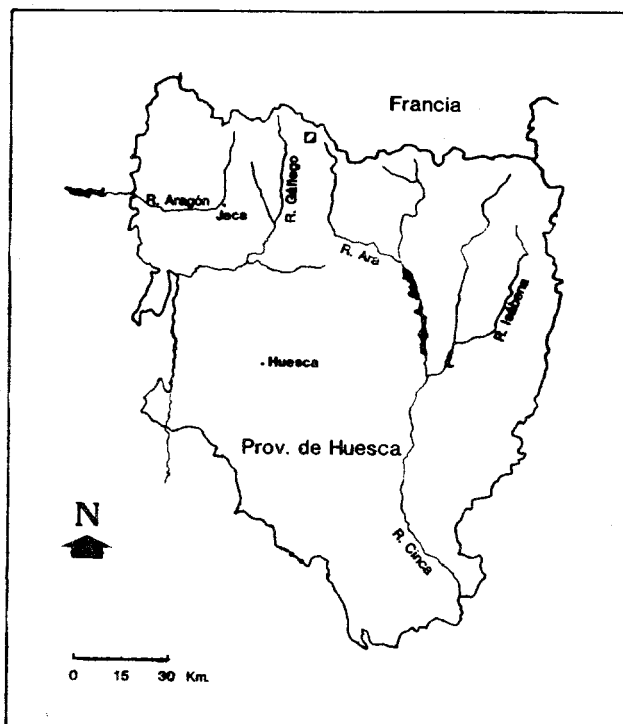


Fig. 1. Mapa de situación

II. 2. Tamaño y clasificaciones de los glaciares rocosos

Se ha identificado un total de 16 glaciares rocosos, con un tamaño oscilante entre los 0,006 y los 0,104 km². Ocupan aproximadamente el 5,79 % (0,516 km²) del total del área estudiada. La distribución de las áreas de los glaciares rocosos está marcadamente sesgada (fig. 3), ya que el 81,25 % de la población posee áreas menores de 0,034 km². Estos valores son similares a los que aportan WAHRHAFTIG y COX (1959) para Alaska o LUCKMAN y CROCKETT (1978) para Alberta (Canada). En la cadena pirenaica no se han llevado a cabo análisis morfométricos de este tipo, pero el examen de las cartografías presentadas por algunos

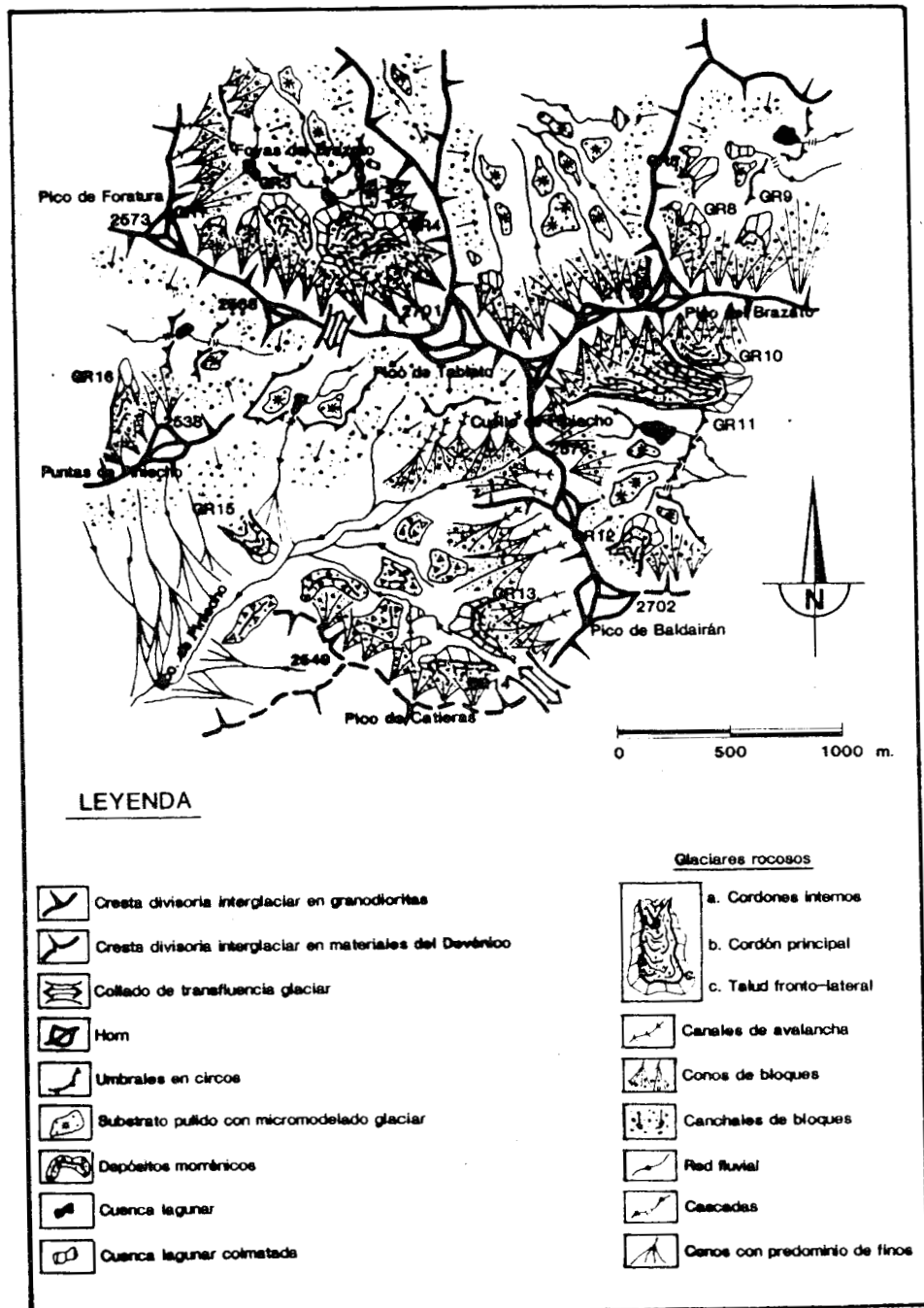


Fig. 2. Glaciares rocosos y morfología glaciar del área de estudio.

autores permite confirmar la validez de estos datos. El, en general, pequeño tamaño alcanzado por los glaciares rocosos refleja con probabilidad el relativamente corto espacio de tiempo de que han dispuesto para su desarrollo durante el Holoceno.

Las clasificaciones de glaciares rocosos que se han establecido hasta la fecha son bastante numerosas (MARTIN y WHALLEY, 1987). Las tipificaciones se fundamentan en características morfológicas, genéticas, volumétricas, en la diferenciación según la naturaleza de los materiales componentes del glaciar rocoso, o en combinaciones de algunos de los elementos citados.

Tres trabajos han producido la mayoría de la terminología utilizada para clasificar morfológicamente los glaciares rocosos. DOMARADZKI (1951) estableció una embrionaria división entre **glaciares rocosos en lengua o linguoides** (*tongue-shaped rock glaciers*) y **glaciares rocosos lobados o lobulados** (*lobate rock glaciers*). WAHRHAFTIG y COX (1959) consolidaron esta clasificación ampliándola con la categoría denominada **glaciares rocosos en espátula o espatulados** (*spatulate rock glaciers*). Las características que los distinguen son las siguientes: lobulados, en los cuales la longitud es menor que la anchura; en lengua, en los que la longitud es mayor que la anchura; en espátula, similares a los glaciares rocosos en lengua pero más anchos en la parte frontal. Para estos dos autores, los glaciares rocosos lobados se situarían al pie de pendientes abruptas y de las paredes de los circos, representando una etapa inicial de desarrollo. Los otros dos tipos se desplazarían valle abajo, representando etapas de madurez.

RICHMOND (1962) acuñó, en adición a esta lista, el término **lóbulo de protalus** (*protalus lobe*) refiriéndose a la forma incipiente de un glaciar rocoso lobulado, y distinguiéndolo de los protalus ramparts, que no presentan apariencia de movilidad. Los lóbulos de protalus serían abombamientos localizados en la parte inferior de los conos de derrubios (*talus cones*), mientras que los protalus ramparts conformarían auténticas crestas, transversales al eje de los conos de derrubios, pero claramente separadas de ellos por una trinchera. WASHBURN (1979), por su parte, señala la existencia de **glaciares rocosos compuestos**, formados por la superposición de varias lenguas de glaciar rocoso imbricadas.

La subdivisión morfológica de los glaciares rocosos del área arroja un total de 9 lobulados (sumando los lóbulos de protalus - 3 - y los lobulados simples), 6 linguoides y 1 en espátula. Las medias y las distribuciones de áreas de los grupos de glaciares rocosos lobulados y glaciares rocosos en lengua no son - en términos estadísticos - significativamente diferentes (Test U de Mann-Whitney) pese a que hay un, proporcionalmente, más elevado número de glaciares rocosos en lengua de mayor tamaño. El tamaño más grande del grupo de glaciares rocosos espatulados (diferente de los otros dos grupos con el nivel de significación 0,05. Test de Kolmogorov-Smirnov) era predecible desde que, por definición, los glaciares rocosos en espátula son generalmente glaciares rocosos en lengua agrandados (WAHRHAFTIG y COX, 1959, p. 390). Resaltemos, sin embargo, que en este último caso la estadística podría resentirse de la utilización de un número de muestras excesivamente limitado.

OUTCALT y BENEDICT (1965) crearon una nomenclatura que combina forma y origen: **glaciares rocosos de fondo de circo** (*cirque-floor rock glaciers*) y **glaciares rocosos de pared de valle** (*valley-wall rock glaciers*). El glaciar rocoso de fondo de circo, localizado cerca de las cabeceras de circos y en valles glaciares, sería considerado como una forma residual de un glaciar reciente (VERE y MATTHEWS, 1985) y se correspondería con el glaciar rocoso en lengua de WAHRHAFTIG y COX (1959). Un glaciar rocoso de pared de valle, por el contrario, tendría un claro origen no-glaciar y se localizaría en la parte baja de las escarpadas

paredes de los valles. Sería asimilable al glaciar rocoso lobulado de WAHRHAFTIG y COX (1959).

En nuestro caso, a excepción de los glaciares rocosos (GR) 4, 10 y 11 - por otro lado los de mayores dimensiones - todos deben incluirse en esta última categoría. Esto abonaría la hipótesis de un origen glaciar para los tres primeros, origen que puede apuntarse con probabilidad si adoptamos la clasificación genética de POTTER (1972) que distingue - basándose en obvias diferencias morfológicas - dos tipos de glaciar rocoso según el tipo de hielo existente en su interior. Los **glaciares rocosos con núcleo de hielo** (*ice-cored rock glaciers*) y los **glaciares rocosos con hielo intersticial o cementados por hielo** (*interstitial o ice-cemented rock glaciers*). El primer grupo incluye todas las formas de glaciar rocoso adyacentes a glaciares activos en la actualidad o que poseen - como es el caso de los GR 4, 10 y 11 - pronunciadas depresiones (*pits*) en sus áreas de cabecera, asumiendo que tales depresiones fueron formadas por la ablación del hielo glaciar. El segundo grupo de glaciares rocosos está situado al pie de escarpes pronunciados, recibiendo básicamente su alimentación a través de fenómenos de desprendimientos gravitatorios y de avalanchas (GIARDINO, 1983).

Estadísticamente, parece llamativo (nivel de significación del 0,05. Test U de Mann-Whitney) que los glaciares rocosos de mayor tamaño sean aquellos definidos como de origen glaciar, mientras que las formas menores - GR 1,2,3,5,6,7,8,9,12,13,14,15 y 16 - estarían formadas a partir de hielo intersticial, apuntando hacia una cierta génesis periglacial. Esta teoría tiene su principal valedor en BARSCH (1977). Procesos tales como la cementación de una masa de derrubios por medio de hielo intersticial (de origen muy variado: percolación, acreción, etc.) o de hielo de compactación (avalanchas) han sido comprobados en glaciares rocosos situados en áreas que no han experimentado la acción glaciar.

Los GR 4, 10 y 11 se encuadrarían en el grupo de **glaciares rocosos glaciogenéticos** (*glaciogenic rock glaciers*) de la clasificación de CORTE (1976, 1987). Como **glaciares rocosos con derrubios de avalancha** (*avalanche-debris rock glaciers*), generados por la acumulación de derrubios y nieve debido a la acción de avalanchas y a la actividad criogénica, podría definirse al resto, a excepción de los GR 13 y 14 - situados sobre los materiales pizarro-margosos del Devónico - en los que los procesos gelifluidales han jugado un papel importante en su génesis. Estos dos últimos se corresponderían con los **glaciares rocosos con derrubios proporcionados por geliflujión** (*gelifluction-debris rock glaciers*) de la citada clasificación.

Atendiendo a la naturaleza del material que los compone, EVIN (1987) diferencia tres clases de glaciar rocoso. En los glaciares rocosos del Tipo 1 (**glaciares rocosos s. s.**), la mayoría del material está formada por bloques angulosos, con un porcentaje de finos muy pequeño. Este tipo de glaciar rocoso se localiza en áreas con afloramientos de rocas masivas, tales como granitos, gneiss y ciertas calizas. Se forman al pie de escarpes pronunciados y homogéneos, muy diaclasados, lo que contribuye a asegurar el suministro de bloques de tamaño considerable. A este tipo corresponde la mayoría de los glaciares rocosos de nuestro estudio. Están constituidos por bloques angulosos, de tamaño métrico predominantemente, sin ningún tipo de clasificación y con una escasa matriz intersticial. No obstante, la proporción de ésta es mayor en los arcos exteriores que en los más internos, contribuyendo a ello tanto el empuje realizado por los arcos internos en su avance como el progresivo lavado de los finos, que tienden a avanzar siguiendo el gradiente altitudinal. El Tipo 2 lo constituyen los **glaciares rocosos terrosos** (*earthy o silty rock glaciers*), en los que el predominio de finos es patente. Su porosidad es baja, conteniendo cuando están activos una cantidad de hielo muy limitada. De ahí que en el momento de producirse un calentamiento de tipo climático estos glaciares rocosos experimenten un colapso reducido, a diferencia de los glaciares rocosos del

primer tipo. La eluviación de finos por lavado superficial ha de ser forzosamente de poca magnitud en las zonas en las que este tipo se desarrolla. Los glaciares rocosos 13 y 14 se encuadran en esta categoría y - como ya citamos más arriba - constituyen dos raros y notables ejemplos de glaciares rocosos terrosos, escasamente representados en el Pirineo oscense.

Según el grado de actividad y el contenido de hielo, BARSCH (1977) clasifica los glaciares rocosos en tres tipos: **glaciares rocosos activos** (*active rock glaciers*), que serían aquellos que muestran movimiento en la actualidad; **glaciares rocosos inactivos** (*inactive rock glaciers*), aquellos que no poseen ya traza alguna de movimiento pero que todavía contienen hielo y, en tercer lugar, **glaciares rocosos fósiles** (*fossil rock glaciers*), que serían aquellos que ya no contienen hielo y han sufrido un proceso de colapso y suavizamiento de sus formas. Todos los glaciares rocosos estudiados se sitúan dentro de esta última categoría. La mayoría se haya colonizada - especialmente los arcos externos, donde las granulometrías menores son más abundantes - por una vegetación de rododendros (*R. ferrugineum*). Estas ericáceas, dada su ubicuidad, parecen soportar bien las duras condiciones que impone la altitud, atenuando un tanto el colorido rosa-rojizo de sus flores la desoladora impresión que producen las ingentes masas de roca desnuda conformadoras de los glaciares rocosos. Muchos de estos bloques presentan, asimismo, una cubierta de líquenes muy bien desarrollada, cuyo estudio a partir de técnicas liquenométricas podría aportar interesantes conclusiones en el plano cronológico.

La presencia de un manto nival abundante durante los meses de invierno-primavera (a principios de junio, en una de nuestras ascensiones, todavía eran visibles numerosos manchones de nieve situados sobre la superficie de algunos glaciares rocosos) lejos de contribuir al movimiento, siquiera estacional, de la masa del glaciar rocoso acentúa, durante el deshielo, su progresiva destrucción al eliminar por procesos de lavado las fracciones granulométricas menores. Hemos constatado, en pleno mes de julio, cómo arroyuelos cargados de elementos en suspensión surgían del interior de los GR 3 y 4, yendo a parar sus aguas a alguno de los numerosos e incartografiables - por su pequeño tamaño - ibones que se localizan en el interior del circo de Foratura-Tablato. El suavizamiento de formas que caracteriza a los glaciares rocosos fósiles debe estar, por tanto, todavía en proceso de elaboración, y sería interesante realizar un estudio detallado de la pérdida de volumen anual que experimentan o, cuando menos, de su variabilidad estacional.

II. 3. Distribución y datación de los glaciares rocosos

II. 3. 1. Distribución espacial

Hemos establecido el tipo de distribución espacial de los glaciares rocosos del área a partir de la aplicación del índice R de CLARK y EVANS (1954). Este índice se ha utilizado por otros autores en el campo de la morfometría de dolinas y se basa en la medición de la distancia real, en línea recta, que separa a un punto de su vecino más próximo, y en la comparación entre estas distancias y las que se hallarían teóricamente si los puntos se encontrasen distribuidos de modo aleatorio en el interior de la misma área. La comparación se realiza por medio de la fórmula

$$R = D_{\text{obs}} / [0,50 (A / N)^{-1/2}]$$

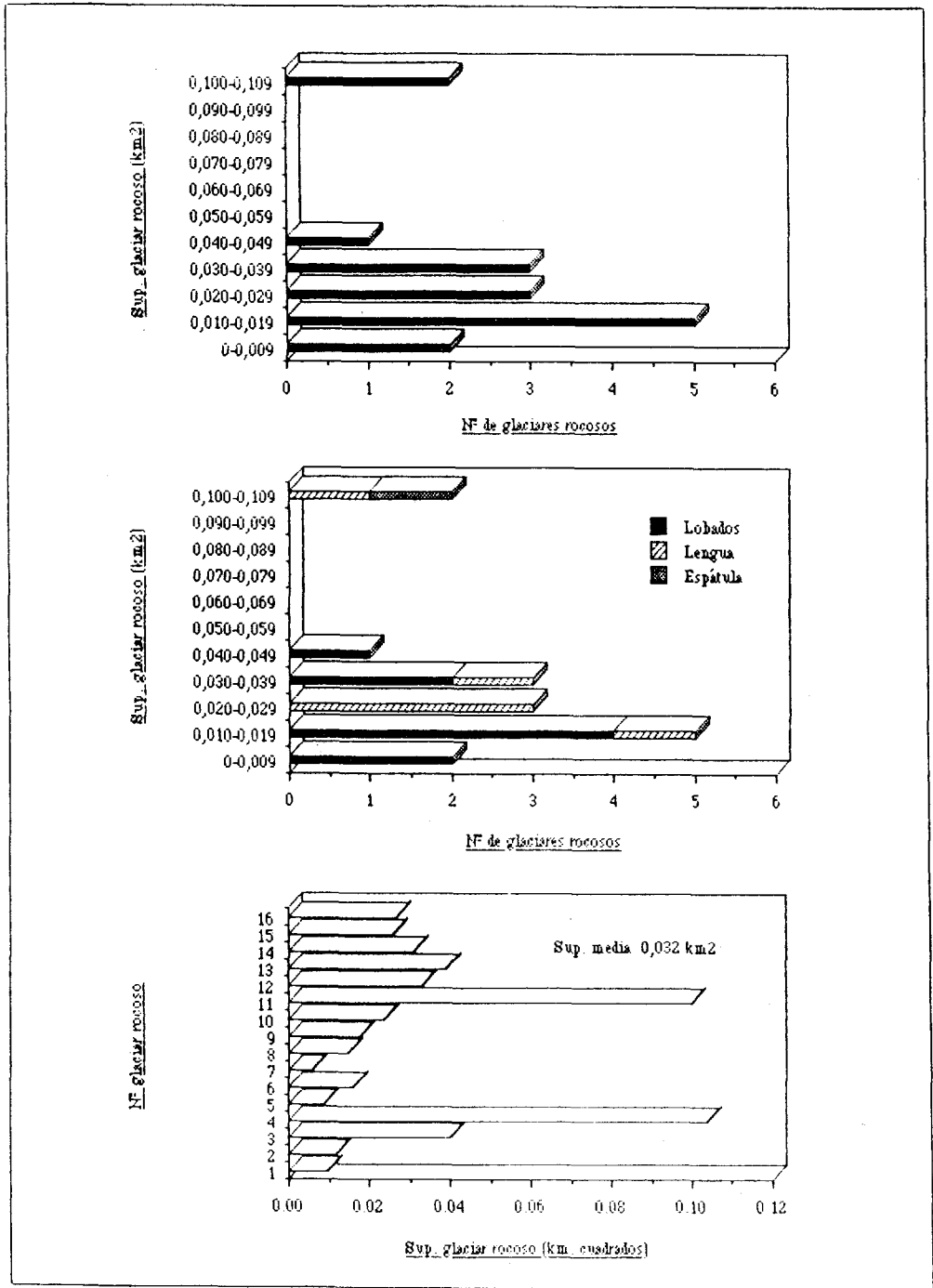


Fig. 3. Distribución de las áreas de los glaciares rocosos

donde D_{obs} es la distancia media observada entre los puntos-glaciares rocosos y sus vecinos más próximos, A es el área y N el número de puntos-glaciares rocosos. Los valores de R varían desde cero (dispersión con máximo agrupamiento y tendencia a formar cúmulos o agregados), uno (cuando la dispersión es aleatoria, al azar) hasta 2,1491 (la dispersión se realizaría siguiendo un espaciado lo más amplio posible).

En nuestro caso, el valor R obtenido es de 0,7632 lo que vendría a confirmar una cierta irregularidad en la distribución de los glaciares rocosos del área de estudio, con tendencia a agruparse en determinadas zonas. Esta irregularidad se confirma cuando vemos como el 81,25 % de los glaciares rocosos identificados se localizan sobre las granodioritas de la zona norte (75,09 % del total del área trabajada), mientras que únicamente el 18,75 % se instalan sobre los materiales metasedimentarios del Devónico, en la zona meridional (24,91 % del total del área trabajada). Las mayores concentraciones se dan en el circo de Foratura-Tablato y en el circo de Brazato, bajo las escarpadas paredes que los delimitan y que se hayan tapizadas por conos de bloques bien desarrollados y funcionales en la actualidad, como demuestran los aportes recientes situados al pie de los canales de avalancha que los alimentan.

Este proporcionalmente mayor número de glaciares rocosos situados en la zona septentrional es estadísticamente significativo (nivel de significación 0,05. Test de Ji-cuadrado). Como podemos desechar las variaciones climáticas entre ambas zonas - ya que, a pesar de las citadas semejanzas morfológicas, el nivel de cumbres es similar en las dos áreas - parece evidente que el motivo principal de la diferenciación radica en el componente geo-litológico. Debido a que los glaciares rocosos se desarrollan principalmente a partir del aporte de grandes bloques de derrubios (WAHRHAFTIG y COX, 1959), la disposición adecuada de los estratos, su diaclasado y fracturación son elementos importantes y requisito fundamental para su aparición. En el área de estudio, las granodioritas que conforman la parte periférica del batolito, están afectadas por una densa red de diaclasas que ha colaborado en la producción de grandes bloques angulosos. Este tipo de roca, además, favorece la conservación de aquellas macroformas glaciares que, como los circos, son lugar óptimo para la instalación y desarrollo de los glaciares rocosos. En la zona meridional, el control litoestructural es también importante, aunque en el sentido contrario, ya que la naturaleza de las rocas afectadas (principalmente pizarras, pizarras margosas y margas) no es la más idónea para coadyuvar a la creación de glaciares rocosos.

Algunos autores (LUCKMAN y CROCKETT, 1978) hablan de la fuerte relación entre la presencia de fracturas y el desarrollo de los glaciares rocosos. En nuestra zona de estudio pueden comprobarse relaciones de este tipo. La orientación de las principales familias de fallas coincide con la de los glaciares rocosos de forma significativa pero, a nuestro juicio, estas semejanzas son puramente fortuitas y no causales. La fracturación alpina contribuyó a la elaboración de desniveles que, posteriormente trabajados por la acción glacial cuaternaria, dieron lugar a los circos en los que, más adelante y aprovechando su idoneidad topográfica, se instalaron los glaciares rocosos. La coincidencia de orientaciones entre éstos y la red de fracturación es pues meramente circunstancial y no implica una dependencia o relación directa entre ambos fenómenos.

II. 3. 2. Distribución altitudinal

Los glaciares rocosos de la zona analizada se sitúan en una estrecha franja altitudinal, con sus cabeceras entre los 2.540 - 2.320 m. (media 2.462 m.) y sus frentes entre los 2.480 y los 2.240 m. (media 2.391 m., ver tabla nº 1). Dentro del Pirinco, únicamente podemos establecer

comparaciones con un par de trabajos en los que se han utilizado las mismas técnicas de medición. Son los de GUTIERREZ y PEÑA (1981), en su publicación sobre los glaciares rocosos del área de la Bonaigua, en el pirineo leridano, y el de nosotros mismos (CHUECA, 1989) para la zona de cabecera del río Isábena, entre los picos del Gallinero-Cebollera y Basibé, en la parte oriental del pirineo oscense. Los primeros, apuntan unas altitudes medias para las cabeceras y frentes de los glaciares rocosos del área de la Bonaigua de 2.263 y 2.100 m., respectivamente. Nosotros, en el citado trabajo sobre la cuenca alta del río Isábena, obtenemos unas altitudes situadas entre los 2.300 y los 2.214 m., respectivamente.

Es interesante resaltar, por tanto, la existencia - cuando menos aparente, y que sería digna de confirmar con nuevos trabajos - de un claro gradiente, **no** latitudinal, como sería lógico esperar, sino longitudinal, con un descenso progresivo hacia el Este en las altitudes medias de ubicación de los glaciares rocosos. Dado que litología y estructura son muy similares a lo largo de la zona axial de la cadena pirenaica, sólo podemos apuntar a factores climáticos pretéritos (mayores precipitaciones, mayor presencia y permanencia de la niviosidad en el sector oriental) como causantes de estas disparidades.

II. 3. 3. Orientación

Las relaciones entre el desarrollo de los glaciares rocosos y su orientación han sido apuntadas por numerosos autores. Dentro de nuestra zona de trabajo, más del 80 % de los glaciares rocosos se localizan en áreas orientadas entre los 270° y los 90° (0° = Norte), y el 69 % se orienta hacia el N o el NE. Las variables microclimáticas que favorecen esta ubicación (ablación reducida, protección ante los vientos dominantes, etc.) son similares a las que producen orientaciones del mismo tipo en los circos del área. Apuntemos, sin embargo, que la distribución de los glaciares rocosos tiene una preferencia mucho más marcada en su orientación hacia el norte que los circos de la misma zona (vector N6°E de los glaciares rocosos contra vector N41°E de los circos), indicando que los glaciares rocosos presentan una tolerancia climática bastante más reducida que la de los glaciares verdaderos.

II. 3. 4. Datación y desarrollo de los glaciares rocosos

El establecer con fiabilidad la edad de conformación de los glaciares rocosos es tarea difícil debido a la escasez de elementos de apoyo en los que basarnos. En el Pirineo oriental catalán, SERRAT (1979) los considera debidos a la pulsación tardiglaciaria del Würm, y SOUTADE (1980) como Neo-Würmienses. GUTIERREZ y PEÑA (1981) están de acuerdo con estas dataciones, aduciendo que tras el retroceso de los glaciares würmienses se produjeron circunstancias climáticas favorables para el desarrollo de los glaciares rocosos. Apuntan hacia el tardiglaciario würmiense o el Dryas superior como los momentos más adecuados. VILAPLANA (1983) también considera el estadio tardiglaciario (datado por él hacia el 12600 a. C.) como responsable del desarrollo de la primera generación de glaciares rocosos en la Alta Ribagorza catalana. HAMILTON (1988), refiriéndose al área del Macizo de Posets, en el Pirineo oscense, apunta hacia la Pequeña Edad del Hielo como causante de su creación. Por nuestra parte (CHUECA, 1989), en el área de cabecera del río Isábena, hemos constatado la nítida existencia de un par de generaciones de glaciares rocosos, considerando la más antigua como tardiglaciaria y sugiriendo (ante la falta de pruebas concluyentes) una edad mucho más reciente - atribuible quizás a la Pequeña Edad del Hielo - para la generación posterior.

En el área que nos ocupa, podemos datar con cierta precisión los glaciares rocosos como **tardiglaciares**, en parte coincidiendo con los criterios altitudinales expuestos por ANGELY (1967) y SOUTADE (1980), en parte basándonos en la clara relación que un par de ellos presentan con formas de acumulación glaciares datadas con alguna precisión en nuestra zona. En el trabajo que SERRANO y AGUDO (1988) llevaron a cabo estudiando la deglaciación del valle de los Ibones Azules - situado unos 5 km. al Norte de nuestra zona de trabajo - se consigna la existencia de un episodio tardiglaciario, con un aparato morrénico muy bien conservado que posee unas características similares a las de nuestra zona, por lo que pueden ser perfectamente asimilables. Los GR 13 y 14, localizados en la parte superior del circo de Catieras-Baldairán y con sus frentes a una altitud de 2.360 m., se sitúan por encima de estos depósitos morrénicos, fosilizándolos. Este hecho nos llevaría a asignar con cierta fiabilidad una edad tardiglaciaria - cuando menos - para la fase de creación e inicial desarrollo de los glaciares rocosos de esta zona pirenaica. El saber que este período se caracterizó por su clima seco y frío, ideal para la producción de grandes masas de gelifractos, colabora - sin duda - al apuntalamiento de esta hipótesis.

III. Conclusiones

Del estudio del conjunto de glaciares rocosos del área suroriental del Macizo de Panticosa puede desprenderse una serie de conclusiones. Es constatable, a nivel estadístico, la variabilidad de tamaños en función de factores tales como morfometría u origen genético. La importancia del componente geo-litológico en la ubicación de los glaciares rocosos queda también demostrada, así como su estrecha dependencia de orientaciones favorables. Se establece como período de formación el estadio tardiglaciario y se apunta la hipótesis - a confirmar en futuros trabajos - de la existencia de un gradiente longitudinal afectando a la localización altitudinal de los glaciares rocosos en el seno de la Cadena Pirenaica.

GR	Longitud (m.)	Anchura (m.)	Relación L/A	Superficie (km ²)	Raíz (m.)	Frane (m.)	Crestas. Alt. máx (m.)	Orientación	Tipo morfológico
1	116	121	0,958	0,010	2420	2360	2573	N	Lóbulo de purosals
2	125	128	0,976	0,012	2400	2340	2573	N	Lobulado
3	198	303	0,653	0,040	2400	2320	2573	N	Lobulado
4	373	404	0,923	0,104	2440	2360	2701	NO	Espatulado
5	112	118	0,949	0,009	2500	2460	2550	NE	Lóbulo de purosals
6	211	107	1,971	0,016	2500	2460	2560	NE	Lobulado
7	85	88	0,965	0,006	2520	2480	2719	N	Lóbulo de purosals
8	153	160	0,956	0,015	2520	2480	2719	N	Lobulado
9	190	131	1,450	0,018	2520	2460	2719	N	Lengua
10	254	181	1,403	0,024	2500	2440	2719	SE	Lengua
11	745	498	1,495	0,100	2540	2340	2700	SE	Lengua
12	235	178	1,320	0,033	2540	2480	2702	NE	Lengua
13	205	305	0,672	0,039	2420	2360	2702	NO	Lobulado
14	153	319	0,479	0,031	2440	2360	2605	N	Lobulado
15	222	155	1,432	0,026	2320	2240	2536	SE	Lengua
16	392	206	1,902	0,027	2420	2320	2557	N	Lengua

Tabla nº 1

BIBLIOGRAFIA

- ANGELY (1965), Glaciers de cirque et glaciers rocheux des Pyrénées centrales, *Diplôme d'études Supérieures*, Toulouse.
- _____ (1967), Anciens glaciers dans l'Est des Pyrénées centrales, *R.G.P. et S.O.*, v. 38, pp. 5-28.
- ANTON BURGOS (1980), *El glaciario cuaternario en la Sierra de la Demanda (Sistema Ibérico)*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Autónoma de Madrid.
- BARSCH (1977), Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments, *Earth Surface Processes*, v. 2, pp. 231-245.
- CAZENOVE-PIARROT y TIHAY (1983), Eboulis, formations morainiques et glaciers rocheux dans le massif de l'Ardiden (Pyrénées centrales); en *Eboulis et environnement géographique passé et actuel*, Paris, Coll. A.G.F., Publ. Centre Géogr. Phys., pp. 121-138.
- _____ (1986), Glaciers rocheux dans les Pyrénées centrales et occidentales, *Communication a la Société Hydrotechnique de France*, Paris, 8 p.
- CLARK (1981), Cold climate features of Cordillera Cantabrica, Northern Spain, *Biul. Peryglac.*, v. 28, pp. 5-13.
- CLARK y EVANS (1954), Distance to nearest neighbour as a measure of spatial relationships in populations, *Ecology*, 35, pp. 445-453.
- CORTE (1976), Rock glaciers, *Biul. Peryglacjalny*, v. 26, pp. 175-197
- _____ (1987), Rock glacier taxonomy; en Giardino, Shroder y Vitek (eds.), *Rock glaciers*, Allen y Unwin, Londres, pp. 27-39.
- CHUECA (1989), *Geomorfología de la Cuenca Alta y Media del río Isábena*, Tesis de Licenciatura (en prep.)
- DEBON (1972), Massifs granitiques de Couterets et Panticosa (Pyrénées occidentales), *B.R.G.M.*, Orleans, 37 p.
- DESFARGE (1984), Les formations a blocs de l'Obac de Sispony (Andorre): essai d'interpretation, *Communication a la Société Hydrotechnique de France*, Paris.
- DOMARADZKI (1951), Blockströme im Kanton Graubünden, *Ergebnisse Wiss. Untersuchungen Schweiz Nationalparks*, Bd. 3, n. 23, Arb. Geogr. Inst. Univ. Zurich, n. 54, pp. 173-235.
- DRAMIS y SMIRAGLIA (1986), I rock glaciers. Problemi e metodi di studio, *Riv. Geogr. Ital.*, 93, pp. 209-228.
- EVIN (1987), Lithology and fracturing control of rock glaciers in Southwestern Alps of France and Italy; en Giardino, Shroder y Vitek (eds.), *Rock glaciers*, Allen y Unwin, Londres, pp. 83-106.
- GIARDINO (1983), Movement of ice-cemented rock glaciers by hydrostatic pressure: an example from Mount Mestas, Colorado, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27-3, pp. 297-310.
- GIARDINO, SHRODER y VITEK (eds.) (1987), *Rock glaciers*, Allen y Unwin, Londres, 355 p.
- GOMEZ ORTIZ (1979), Contribució a l'estudi del glaciariisme en el Pirineu Mediterrani: les glaceres de la Tossa Plana de Lles (Cerdanya), *Notes de Geografia Física*, 1, Barcelona, pp. 35-40.
- _____ (1987 a), *Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirinencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'alt Urgell*, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 161 p.
- _____ (1987 b), Morfologia glaciària en la vertiente meridional de Sierra Nevada (Area Veleta-Mulhacén), *Estudios Geográficos*, T. XLVIII, nº 188, pp. 379-407.
- GUTIERREZ y PEÑA (1981), Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Bonaigua (Pirineo de Lérida), *Boletín Geológico y Minero*, T. XCII-II, pp. 11-20.
- HAMILTON (1988), The development, age and present status of a rock glacier in the Posets Massif, Spanish Pyrenees, *Pirineos*, 131, pp. 43-56.
- KLEINSMIEDE (1960), The geology of the Valle de Aran, Central Pyrenees, *Leidse Geol. Med.*, v. 25, pp. 131-241.
- LANDEWIJK (1960), Some descriptive remarks about the petrography and structure of the Panticosa massif (Spanish Pyrenees), *Est. Geol.*, v. 16, n. 1, pp. 25-33.
- LUCKMAN y CROCKETT (1978), Distribution and characteristics of rock glaciers in the southern part of Jasper National Park, Alberta, *Canadian Jour. Earth Sci.*, v. 15(4), pp. 540-550.

- MARTÍ RIBA (1981), Estudio del glaciario cuaternario en un sector del Alt Ribagorça, *Notes de Geografia Física*, 5, Barcelona, pp. 33-47.
- MARTIN y WHALLEY (1987), Rock glaciers, part 1; rock glacier morphology: classification and distribution, *Progress in Physical Geography*, V. 11, nº 2, pp. 260-282.
- MEY (1967), The geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain, *Leidse Geol. Med.*, v. 41, pp. 153-220.
- _____ (1968), Geology of the Upper Ribagorzana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain, *Leidse Geol. Med.*, v. 41, pp. 229-292.
- ORTIGOSA (1985), Glaciares rocosos en la Sierra de Cebollera (S. Ibérico), *Actas del I Coloquio sobre Geografía de la Rioja*, Logroño.
- _____ (1986), *Geomorfología glaciar de la Sierra Cebollera (S. Ibérico)*, Instituto de Estudios Riojanos, Logroño
- OUTCALT y BENEDICT (1965), Photointerpretation of two types of rock glaciers in the Colorado Front Range, U.S.A., *Jour. Glaciol.*, v. 5(42), pp. 849-856.
- PELLICER (1984), *Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo*, Cuadernos de Estudios Borjanos XI-XII, Centro de Estudios Borjanos, Borja, 389 p.
- POTTER (1972), Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming, *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83(10), pp. 3025-3057.
- RICHMOND (1962), Quaternary stratigraphy of the La Sal Mountains, Utah, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 324, 135 p.
- SERRANO y AGUDO (1988), La deglaciación del valle de los Ibones Azules (Panticosa). Estudio glaciomorfológico, *Cuat. y Geomorf.*, v. 2.
- SERRAT (1979), Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees; en C. Schluchter (ed.), *Moraines and Varves*, A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 93-100.
- _____ (1980), Estudio geomorfológico del Pirineo Oriental (Puigmal, Costabona), *Notes de Geografia Física*, 2, Barcelona, pp. 39-55.
- _____ (1984), en VVAA., *El patrimoni natural d'Andorra. Els sistemes naturals andorrans i llur utilització*, Ketres Editora, Barcelona, 446 p.
- SOLE SABARIS (1951), *Los Pirineos; el medio y el hombre*, Alberto Martín, Barcelona, 624 p.
- SOUTADE (1980), *Modelé et dynamique actuelle des versants supra-forestiers des Pyrénées Orientales*, Imp. Coop. du Sud-Ouest, 452 p., Albi
- VERE y MATTHEWS (1985), Rock glacier formation from a lateral moraine at Bukkeholsbreen, Jotunheimen, Norway: a sedimentological approach, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29-4, pp. 397-415.
- VILAPLANA (1983), Quaternary glacial geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees), *Acta Geológica Hispánica*, t 18, nº 3-4, pp. 217-233.
- VITEK y GIARDINO (1987), Rock glacier bibliography; en Giardino, Shroder y Vitek (eds.), *Rock glaciers*, Allen y Unwin, Londres, pp. 305-344.
- WAHRHAFTIG y COX (1959), Rock glaciers in the Alaska Range, *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 70, pp. 383-436.
- WASHBURN (1979), *Geocryology: A survey of periglacial processes and environments*, Edward Arnold, Londres, 406 p.
- ZANDVLIET (1960), The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France, Spain, *Leidse Geol. Med.*, v. 25, pp. 1-127.