

DINÁMICA, EVOLUCIÓN Y ESTRUCTURA DE LOS GLACIARES ROCOSOS DE LOS PIRINEOS

E. SERRANO^{(1)*}, J. J. GONZÁLEZ TRUEBA⁽²⁾, J. J. SANJOSÉ⁽³⁾

¹ Departamento de Geografía,
Universidad de Valladolid. 47011 Valladolid

² Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología.
Universidad del País Vasco

³ Departamento de Expresión Gráfica,
Universidad de Extremadura

RESUMEN. *En el presente trabajo se analizan los catorce glaciares rocosos inventariados en Los Pirineos. Se estudia su génesis, morfología superficial, estructura interna, dinámica superficial y morfoestratigrafía en función de los estudios realizados sobre los distintos glaciares rocosos. Se establece la existencia de glaciares rocosos de talud, con origen periglacial y glaciares rocosos glaciogénicos, con formas y estructuras diferenciadas. La estructura interna muestra una gran diversidad, con diferentes estructuras para cada uno de los cuatro aparatos estudiados. La dinámica de los glaciares rocosos muestra desplazamientos moderados. En todos los casos muestran una tendencia hacia el adelgazamiento de su cuerpo central. El estudio del desplazamiento horizontal y vertical ha permitido establecer dos modelos dinámicos diferenciados, los glaciares rocosos pulsadores, más dinámicos, y los glaciares rocosos atenuados caracterizados por el dominio de la fusión en su porción frontal. Finalmente, se atribuyen a dos periodos cronológicos, asociadas al Holoceno y a la Pequeña Edad del Hielo. Los glaciares rocosos pirenaicos se alojan en ambientes marginales, favorables por las condiciones topoclimáticas. Por ello, constituyen muy buenos geoindicadores de cambios de la alta montaña pirenaica.*

Dynamic, evolution and structure of Pyrenean rock glaciers

ABSTRACT. *The paper analyzes the fourteen rock glaciers inventoried in the Pyrenees. The genesis, surface morphology, internal structure, surface dynamics and morphostratigraphical characters are analysed according to studies made on different rock glaciers. The Pyrenean rock glaciers are included in two genetic typologies as talus rock glacier with periglacial origin, and debris-glacier rock glacier, of glaciogenetic origin. Both types are related to different surface shapes*

and internal structures. The internal structure shows a great diversity, with different structures for each of the four rock glaciers studied. Rock glaciers show a wide range of horizontal displacements, although the displacements are moderate in all cases, except the Argualas rock glacier, with displacements similar to the most frequent alpine ones. In all cases rock glaciers show a trend toward thinning. The study of horizontal and vertical displacement has permitted us to establish two different dynamic models: "pushing rock glaciers", the most dynamic ones, and "attenuated rock glaciers", characterized by the melt processes at the frontal area. Finally, the rock glaciers are linked to two chronological periods, those generated during the Holocene, and those developed during the Little Ice Age. Pyrenean rock glaciers are located in marginal environments where the topoclimate conditions are favourable to rock glaciers develop and conservation. The rock glaciers are very good geoindicators of permafrost and changes related to cold environments in the high mountain of the Pyrenees.

Palabras clave: glaciar rocoso, procesos periglaciares, Pirineos.

Key words: rock glacier, periglacial processes, Pyrenees.

Enviado el 27 de Septiembre de 2010

Aceptado el 26 de noviembre de 2010

* Correspondencia: Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid. 47011 Valladolid. E-mail: serranoef@fyl.uva.es

1. Introducción

Los glaciares rocosos son formas muy comunes en la alta montaña y las altas latitudes pero su conocimiento detallado se desarrolla partir de los años 80 del s. XX. Es en esta década cuando se aprecia su interés como indicador ambiental y se inician los estudios sistemáticos en las Montañas Rocosas, los Alpes y Escandinavia que permiten profundizar en el conocimiento de los medios periglaciares de montaña. Anteriormente se habían establecido clasificaciones morfológicas que permitieron una primera aproximación a su dinámica y distribución (Wharflight y Cox, 1959; Outcalt y Benedict, 1965; Giardino *et al.*, 1987). En las décadas de los 80 y 90 del s.XX se amplía el estudio de los glaciares rocosos en las montañas templadas, con clasificaciones dinámicas -activos, inactivos, relictos (Brown, 1925; Haerberli, 1985)- y genéticas - glaciogénicos o periglaciares (Corte, 1976, 1987; Barsch, 1988, 1996; Vitek y Giardino, 1985)-, y se asignan a ambientes climáticos precisos, entre las isoterms anuales de -2°C para los frentes y -6°C para las raíces (Haerberli, 1985, King, 1986; Barsch, 1996) . Son, pues, un indicador eficaz de ambientes de permafrost y paleoindicadores para reconstruir ambientes fríos y periglaciares cuaternarios en las montañas atlánticas y mediterráneas a partir de la conservación de las formas relictas. Esta suma de significaciones, tanto indicadores actuales como del pasado, ha potenciado el desarrollo de numerosos estudios de carácter

morfogenético, morfodinámico y regional, y el desarrollo de un amplio inventario de los glaciares rocosos activos y relictos en casi todas las montañas del planeta.

Los avances en el conocimiento de los glaciares rocosos conllevan las primeras controversias en las interpretaciones genéticas y dinámicas. La principal discusión se centra en el origen de los glaciares rocosos. Para unos autores la presencia de cuerpos de hielo, y su relación con los glaciares, implica un proceso asociado al glaciario, donde lo común son las relaciones espaciales y dinámicas entre glaciares blancos, negros y rocosos (Poter, 1972; Vitek y Giardino, 1987; Jonhson, 1987; Potter *et al.*, 1998; Whalley y Martin, 1992, 1994; Humlum, 1996). Para otros autores sólo son glaciares rocosos aquellas masas de derrubios consolidadas por hielo intersticial y con un origen, pues, estrictamente periglaciario (Haerberli, 1985; Barsch, 1992; Haerberli y Vonder Mühll, 1996; Haerberli *et al.*, 2006), y niegan que puedan existir glaciares rocosos con núcleo de hielo glaciario. Los estudios realizados desde los años 80, mediante sondeos geofísicos, perforaciones, registros térmicos, seguimientos dinámicos en superficie y profundidad, han mostrado la complejidad morfogenética de los glaciares rocosos. Hoy son mayoría los autores que admiten su complejidad, con complicadas relaciones espaciales y genéticas (Whalley y Azzizi, 1994, Hamilton y Whalley, 1995; Clark *et al.*, 1998; Krainer, 2002; Berger *et al.*, 2004; Humlum *et al.*, 2007; Ribolini *et al.*, 2007), si bien, los estudios más detallados no muestran estructuras y dinámicas internas asociadas a procesos glaciares.

Una segunda controversia se centra en la dinámica de los glaciares rocosos. Estos se desplazan ladera abajo a unas velocidades de flujo anuales que varían de centimétricas a métricas - en los casos más extremos- desarrollando arcos y surcos que expresan en superficie el flujo del cuerpo helado y la deformación del hielo y la masa de clastos. Esta dinámica ha sido interpretada como reptación, por deformación de la masa de hielo y clastos, asociada a la geliflujión, que genera los arcos y surcos asociados a la emergencia, adelgazamiento, compresión o estiramiento del cuerpo helado. Pero también se relacionan con procesos térmicos como fusiones diferenciales, levantamiento por helada con procesos de hielo de segregación, o termokarst, acordes con los procesos de clasificación interna que genera el afloramiento de finos frontal (Martin, 1992; Käab y Weber, 2004; Haerberli *et al.*, 2006). Aún perduran muchos interrogantes sobre la reología y dinámica de los glaciares rocosos, admitiéndose la complejidad de los procesos involucrados, pero sin acuerdo sobre qué procesos (reptación por deformación de la masa helada o cambios termodinámicos) son dominantes en cada caso (Haerberli, 2000; Haerberli *et al.*, 2006).

Es necesario, pues, un conocimiento más detallado de los glaciares rocosos y lóbulos protalud (*protalus lobes*), como morfologías resultantes de un mismo proceso o conjunto de procesos. El estudio de la distribución, génesis y dinámica de los glaciares rocosos es de especial interés para mejorar la interpretación ambiental y paleoambiental de los medios periglaciares en las montañas templadas, dada la ausencia de otras formas glaciares o periglaciares bien conservadas en ambientes marginales y de transición entre el dominio periglaciario y nival. Los ambientes paraglaciares marginales se definen por procesos fríos asociados a condiciones topoclimáticas, que ocupan reducidos espacios alojados en altitud y con fuertes disimetrías térmicas y morfogenéticas en función de la

orientación, estando en permanente estado de inestabilidad y desequilibrio. En ambientes periglaciares marginales de alta montaña, y en particular en las montañas peninsulares, los glaciares rocosos relictos son un eficaz indicador ambiental y paleoambiental, pero también las formas activas o relictas más características.

2. Glaciares rocosos de los Pirineos

En los Pirineos existen al menos catorce glaciares rocosos (Tabla 1, Fig. 1) (Serrano y Agudo, 1997; Serrano *et al.*, 1999) y miles de glaciares rocosos relictos, que en una primera fase de estudio se interpretaron como morrenas de retroceso muy complejas, y posteriormente como glaciares rocosos relictos (Serrat, 1979; Soutadé, 1980; Gutiérrez Elorza y Peña, 1981, Hazera, 1983). Al mismo tiempo se detecta, en la vertiente septentrional, la presencia de aparatos activos como los de Bastampé y Guerreys (Barrère, 1953; Taillefer, 1964; Angely, 1967), pero la mayor parte de las investigaciones en ambas vertientes pirenaicas se han dedicado a las formas relictas.

El estudio detallado de los glaciares rocosos pirenaicos es reciente (Cazenave-Piarrot y Tihay, 1983, 1986; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Hamilton, 1988; Serrano y Rubio, 1989; Agudo *et al.*, 1989; Serrano *et al.*, 1991, 1995), y ha permitido confirmar la dinámica actual y el movimiento de algunos glaciares rocosos, como los de Bastampé, Argualas, Posets, Besiberri y Maladeta (Cazenave-Piarrot y Tihay, 1983, 1985; Serrano *et al.*, 1995, 2006, 2010; Chueca y Julián, 2003; González *et al.*, 2011), y apreciar la posibilidad de dinámica actual en otros nueve aparatos (Serrano *et al.*, 1991, 1999, 2004; Martí y Serrat, 1995; Serrano y Agudo, 1997). Se localizan en la alta montaña deglaciada de los Pirineos centrales (Fig. 2), seis en la vertiente septentrional y ocho en la meridional, entre los 0° 15' W y los 0° 50' E de longitud, en los macizos de Cambalés-Grande Fache (3005 m), Infierno-Argualas (3172 m), Ardidén (2987 m), Culfreda-Bachimala (3120 m), Posets (3375 m), Gourgs Blancs-Perdiguero (3222 m), La Maladeta (3404 m) y Besiberri (3030 m) (Tabla 1). Su estudio e inventario ha permitido, a pesar del reducido número existente, observar la amplia diversidad de elementos en función de su morfología y génesis, establecer las primeras relaciones ambientales (Serrano y Agudo, 1997; Serrano *et al.* 1999) e iniciar el conocimiento dinámico y estructural de los glaciares rocosos pirenaicos (Serrano *et al.*, 1995, 1999, 2006, 2010; Chueca y Julián, 2003; Fabré *et al.*, 1995; García *et al.*, 1998; Lugon *et al.*, 2004).

El objetivo de este trabajo es el análisis comparado de los glaciares mejor conocidos de los Pirineos con objeto de constatar las semejanzas y diferencias morfológicas, dinámicas y estructurales, especialmente de su estructura interna y dinámica superficial. Se trata de establecer los aspectos comunes, útiles para la caracterización y uso como indicadores ambientales, frente a sus singularidades derivadas de factores de emplazamiento y dinámica de cada aparato. Así mismo, se diferenciarán las estructuras y dinámicas derivadas de la deformación de los glaciares rocosos de aquellas atribuibles a procesos térmicos, que permiten definir estados de equilibrio o inestabilidad.

Tabla 1. Glaciares rocosos de los Pirineos

Nombre	Situación	Altitud raíz m	Altitud frente m	Altitud cumbre m	Longitud m	Anchura m	Or.	Tipo	Morfología
Cambalés N	42°49'36'' 0°14'32''	2720	2640	2965	475	250	NNE	Pt	Compuesto
Cambalés	42°49'18'' 0°14'06''	2730	2580	2947	750	300	NE	Ggd	Lengua
Gde. Fache	42°48'40'' 0°14'09''	2750	2680	3005	375	175	NE	Pt	Lóbulo
Cerrez	42°46'03'' 0°16'28''	2850	2760	2911	300	150	N	Pt	Lóbulo
Argualas	42°46'22'' 0°16'16''	2730	2590	3032	750	400	NW	Pt	Lengua
Bastampé	42°50'11'' 0°16'55''	2700	2580	2931	500	200	NE	Ggd	Lengua
Guerreys	42°42'50'' 0°20'32''	2690	2590	2975	425	200	NW	Pt	Lengua
Gemelos	42°40'05'' 0°26'14''	2975	2850	3125	300	150	N	Ggd	Lengua
La Paul	42°39'40'' 0°26'34''	2950	2830	3375	400	125	N	Ggd	Lengua
Posets	42°39'27'' 0°26'39''	2995	2875	3375	400	200	ENE	Ggd	Lengua
Alba	42°39'25'' 0°37'08''	3000	2950	3118	240	180	NW	Pt	Lóbulo
Maladeta	42°39'19'' 0°37'37''	3010	2910	3150	210	45	N	Pt	Lengua
Besiberri N	42°36'28'' 0°49'38''	2800	2620	3014	540	570	N	Pt	Compuesto
Besiberri NW	42°35'56'' 0°49'12''	2750	2510	3030	1.000	240	NW	Ggd	Lengua

Pt: glaciar rocoso de talud periglacial; Ggd: glaciar rocoso de derrubios glaciogenéticos.

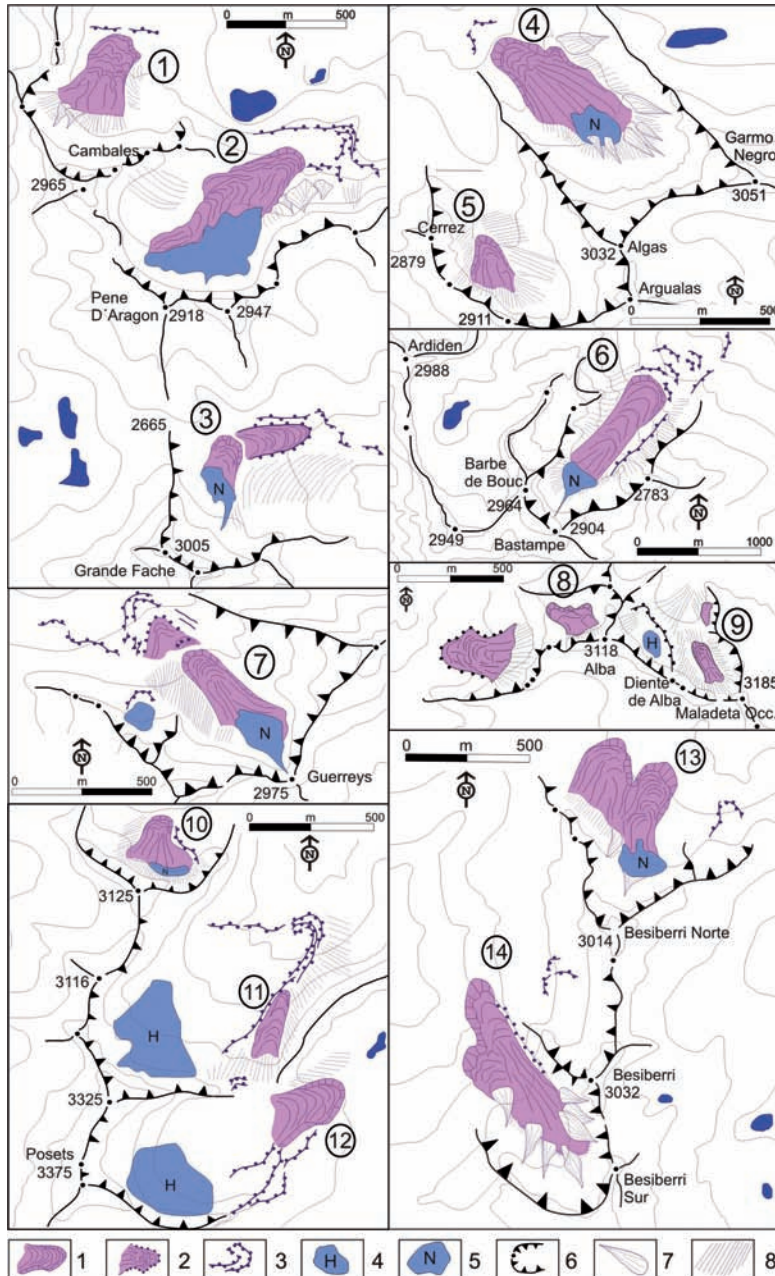


Figura 1. Esquema morfológico de los glaciares rocosos de los Pirineos. 1, Cambalés Norte. 2, Cambalés. 3, Grande Fache. 4, Argualas. 5, Cerrez. 6, Bastampé. 7, Guerreys. 8, Alba. 9, Maladeta. 10, Los Gemelos. 11, La Paül. 12, Posets. 13, Besiberri norte. 14, Besiberri noroeste. Leyenda: 1, glaciar rocoso. 2, glaciar rocoso relicto. 3, morrenas. 4, glaciar o helero. 5, nevero. 6, circo glaciar. 7, conos de derrubios. 8, taludes de derrubios.

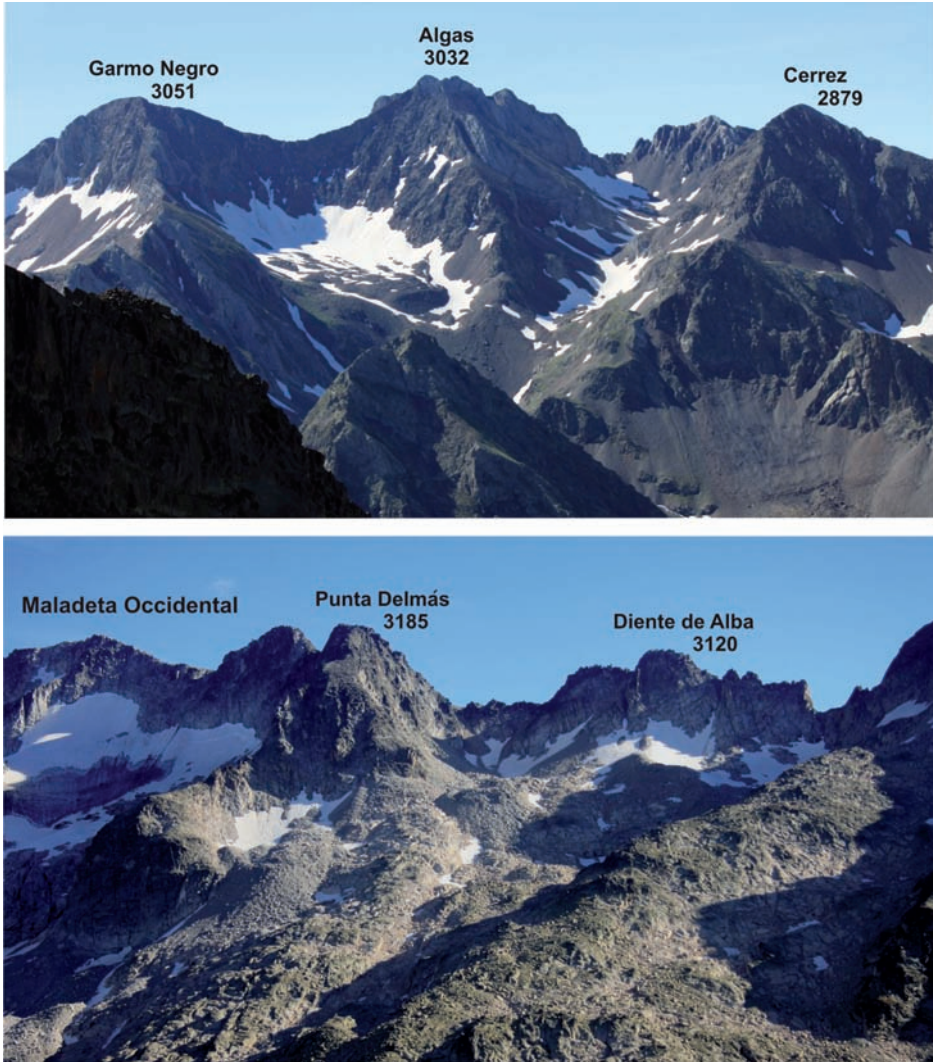


Figura 2. Emplazamiento de los glaciares rocosos en la alta montaña de los Pirineos A, macizo de Argualas. B, macizo de la Maladeta.

3. Metodología

En este trabajo se utilizan los datos de estudios realizados por los autores, junto a los obtenidos en referencias bibliográficas relativos a la dinámica o evolución de glaciares rocosos (Martí y Serrat, 2005; Chueca y Julián, 2003). Se han aplicado diferentes técnicas en distintos glaciares:

- Clasificación extensiva de cada glaciar rocoso conforme a la metodología de Barsch (1996), que incluye la descripción de parámetros básicos (morfología, tipo de glaciar, exposición, conexión al área fuente, relieve superficial, textura superficial, forma, complejidad, tamaño, actividad, velocidad de flujo -si se conoce-, presencia de hielo, litología, altitud máxima, altitud mínima, altitud de la cumbre, longitud, anchura, pendiente en grados, orientación de la pared, orientación del glaciar rocoso, superficie y localización) y permite su adscripción genética, dinámica y morfológica.

- Cartografía geomorfológica de los glaciares rocosos y su entorno, junto a levantamientos topográfico a escala de detalle (1/5.000) para la ubicación de medidas de control y elementos superficiales. Permiten una caracterización de las formas (arcos, surcos, frentes) y de los elementos superficiales (huellas de termokarst, montículos de hielo, suelos estructurados, pavimentos de bloques, tipos de arcos, afloramientos de hielo, circulación de agua), así como establecer su distribución superficial y la relación con aspectos dinámicos (flujo y movimientos).

- Análisis superficial de derrubios, con medidas de orientación de clastos, fábrica y granulometría superficial, que ha permitido corroborar las líneas de flujo principales donde no existen controles de flujo, y conocer los procesos superficiales que redistribuyen los clastos (Evin y Assier, 1983, Serrano y Rubio, 1989, Serrano *et al.*, 1991; Serrano *et al.*, 2010).

- Registros térmicos: medidas de la temperatura basal del manto nival (B.T.S.), del régimen térmico superficial mediante registro continuo (datalogger) en los glaciares de Posets, La Paül y Maladeta, y de temperatura de las aguas de fusión. Estas medidas, complementarias, han permitido corroborar la existencia de cuerpos helados y las variaciones térmicas en el glaciar rocoso y en relación con su entorno (Haerberli, 1985; King *et al.*, 1992).

- Sondeos eléctricos en los glaciares rocosos de Argualas, Posets, Besiberri y los Gemelos (Fabrè *et al.*, 1995; García *et al.*, 1998; Lugon *et al.*, 2004; Delaloyé, 2007), posibilitan conocer su estructura interna (Hauck y Kneissel, 2008).

- Control del movimiento vertical y horizontal mediante auscultación topográfica (Sanjosé *et al.*, 1992; 2007; Sanjosé, 2006) en los glaciares de Argualas, Posets y Maladeta para periodos de diez años en los dos primeros y tres años en el último (Serrano *et al.* 1995, 2006, 2010; González *et al.*, 2011). Estas mediciones se han realizado mediante topografía clásica (estación total) en Argualas y mediante GPS diferencial en Posets y Maladeta. El control con errores centimétricos de las varillas instaladas en la superficie del glaciar permiten controlar el movimiento horizontal (la velocidad de desplazamiento) y el movimiento vertical (adelgazamiento o emergencia del cuerpo helado), parámetros útiles para conocer la dinámica y actividad del glaciar rocoso.

- Cronología de los glaciares rocosos mediante el análisis de la relación de los glaciares rocosos con las morrenas y formas circundantes, aplicado en Posets, La Paül, Cambalés, Gran Fache, Guerreys, Gemelos y Besiberri NW, y mediante datación indi-

recta, aplicando el método de Barsch (1996), sólo aplicable cuando se poseen datos del espesor y el flujo, y sobre glaciares conectados con el talud de derrubios que lo alimenta. Se ha aplicado a Argualas, con datos de flujo, y se ha estimado en Bastampé, Besiberri y Guerreys (Serrano y Agudo, 2004; Serrano *et al.*, 2006). El método se basa en la denudación de la pared y la velocidad media de desplazamiento del glaciar rocoso. Calcular el espesor medio del cuerpo helado y su superficie para obtener el volumen, la superficie del área fuente, aplicando ritmos de denudación para volúmenes de contenido en hielo del 50% (V50) y del 30% (V33), permite calcular el volumen de derrubios denudado de la pared para diferentes contenidos de hielo (V50 y V33), y el tiempo necesario para el emplazamiento de la masa de derrubios (Barsch, 1978, 1996). Cuando no se conoce el flujo se estima para diferentes períodos de tiempo (10.000, 6.000, 4.000 y 500 años), ajustando su edad a los que se acercan a velocidades de flujo comparables a las registradas en otros glaciares rocosos. El resultado permite situarlos en diferentes tramos cronológicos.

4. Génesis, morfología y estructura superficial de los glaciares rocosos

Los glaciares rocosos activos pirenaicos se adscriben tanto a un origen periglacial, glaciares rocosos de talud (*talus rock glacier*), como glaciar, glaciares rocosos glaciogénéticos o de derrubios glaciares (*debris-glacier rock glacier*) (Tabla 1).

Los cinco glaciares rocosos de origen periglacial (*talus rock glacier*) enlazan directamente con los taludes de derrubios y las paredes, formando una lengua prominente caracterizada por los arcos, surcos y frente abrupto. Presenta continuidad con los procesos periglaciares de ladera y los aportes de derrubios proceden directamente de las paredes, con alimentación de nieve y rocas por aludes, flujo de derrubios, gravedad y mecanismos asistidos por el hielo.

Los siete glaciares rocosos glaciogénéticos (*debris-glacier rock glacier*) se localizan en circos ocupados por glaciares hasta muy recientemente e incluso en la actualidad. Los glaciares rocosos enlazan con masas de hielo cubierto y se localizan en su frente, o parten de morrenas y derrubios glaciares frontales, hoy desconectados del glaciar que los generó.

La morfología superficial de los glaciares rocosos responde a su origen, estructura interna y la litología que conforma el cuerpo helado. En los Pirineos dominan los glaciares en lengua, el 91%, siempre con escaso desarrollo. El glaciar más grande es el de Argualas, de 750 m de longitud, y el más pequeño, lobulado, el de Alba, de 240 m de longitud. La morfología de los glaciares rocosos es un indicador pobre, que señala prioritariamente su desarrollo, marcado por la juventud del aparato, o bien por su escasa actividad derivada de la reducida alimentación de clastos o deformación del cuerpo helado. En la clasificación morfológica (Tabla 1) se han distinguido, en función de las clasificaciones tradicionales (Wharflight y Cox, 1956; Martin y Whalley, 1987) entre “glaciares rocosos en lengua”, los más numerosos, “glaciares rocosos lobulados” y

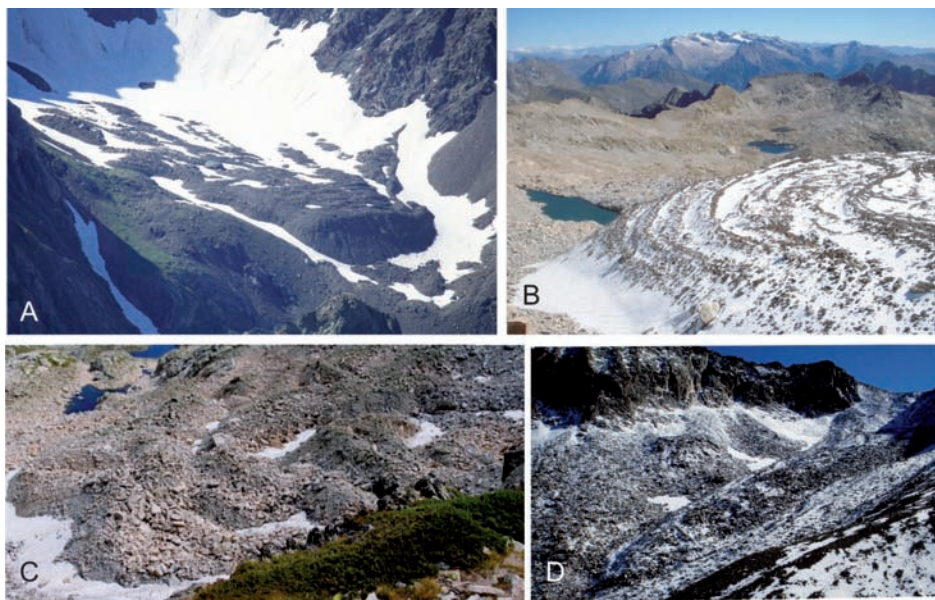


Figura 3. Glaciares rocosos de los Pirineos. A. Glaciar rocoso de Argualas (2010). B. Frente del glaciar rocoso de Posets, (2009). C. Glaciar rocoso de Cambalés Norte (2008). D. Glaciar rocoso de La Paül (2009).

“glaciares rocosos compuestos”, derivados de la coalescencia de flujos con duplicación de frentes (Cambalés N. y Besiberri N.).

Más significativa es la morfología superficial de los glaciares rocosos, pues denota procesos internos o superficiales que caracterizan la dinámica del aparato (Fig. 3). Las formas superficiales dominantes son los arcos de flujo y los surcos, generados por la deformación del cuerpo helado. Los primeros denotan procesos de acumulación y compresión, pudiendo ir acompañados de emergencia en las zonas dominadas por surcos. Frente a estos, los surcos denotan el dominio de estiramiento del cuerpo helado, desplazamientos horizontales mayores y tendencia al adelgazamiento. En Posets sobresalen los arcos bien marcados y la ausencia de surcos. La génesis de los arcos, de bordes muy verticales al interior, se han atribuido a la suma del flujo del cuerpo helado, más el deslizamiento superficial de la masa de hielo interior, bien por deformación, bien por fusión, que genera unas estructuras superficiales caracterizadas por enlosados de bloques y arcos disimétricos. La sucesión de arcos refleja la dinámica compresiva derivada de la velocidad diferencial entre la raíz, con mayor desplazamiento, y el frente, con menor dinamismo (Serrano *et al.*, 2010). Por el contrario, en Argualas existen arcos de flujo y surcos longitudinales de gran desarrollo, a menudo profundos, con huellas de fusión en la porción media y superior. Denotan el estiramiento del cuerpo helado, con un incremento de la velocidad de desplazamiento hacia el frente que genera una tendencia al

adelgazamiento en los 2/3 superiores y una acumulación de material en el tercio inferior, donde las huellas de fusión son menos representativas (Serrano *et al.*, 2006). El glaciar rocoso de Besiberri, de origen glaciar, muestra una morfología caracterizada por los surcos, en la porción superior, ligada a afloramientos de hielo, y arcos de flujo frontales. En términos generales, los glaciares con dominio de surcos y arcos en la porción frontal se asocian a orígenes glaciogénéticos. Los glaciares de origen periglacial muestran una mayor diversidad de formas superficiales.

En la superficie de los glaciares rocosos pirenaicos se generan procesos periglaciares de intensidad variable, asociados a las condiciones ambientales y a la capa activa del glaciar rocoso. Tres tipos de procesos son los más característicos:

- Procesos periglaciares, ordenación de clastos en superficie, enlosados nivales y levantamientos por helada que generan montículos de hielo. Estas formas denotan la existencia de procesos ligados a la capa activa del glaciar rocoso, muy variable, pero en todos los casos próxima o superior al metro de profundidad. Si en Posets son muy numerosos, en Argualas la estructura simple, derivada de su origen periglacial, y la potente capa superior, implican una menor influencia térmica del cuerpo helado, que no genera procesos de levantamiento por helada.

- Deslizamientos superficiales menores, asociados a dinámicas diferenciales en el cuerpo helado y a cambios en su estructura interna. Remodelan los arcos y generan desplazamientos de bloques por gravedad.

- Procesos glaciokárticos o de fusión, depresiones derivadas de la fusión del cuerpo helado. En zonas puntuales generan depresiones profundas y pequeñas, surcos de fusión, con un marcado desarrollo longitudinal, o depresiones amplias en las porciones medias y superiores de los glaciares rocosos.

5. La estructura interna de los glaciares rocosos

La estructura interna de los tres glaciares rocosos estudiados muestra tres tipos diferentes. El glaciar de Posets presenta una estructura compleja (Fig. 4) con dos sectores diferenciados. La porción meridional, de 13 metros de espesor, muestra una estructura en dos capas, formadas por un cuerpo helado y la capa activa superficial de 2 metros de espesor. La porción septentrional, la más extensa del glaciar rocoso, presenta una estructura en tres capas, con un cuerpo helado (3.000-12.000 KΩm) de 13 metros de espesor al que se superpone una masa de hielo y una capa activa, también de dos metros de espesor. Todo el conjunto presenta un espesor máximo de 25 m. El glaciar muestra, pues, una complejidad vertical, pero también espacial, de la que derivan dinámicas diferenciadas (Lugon *et al.*, 2004; Serrano *et al.*, 2010).

El glaciar de Argualas presenta una estructura en tres capas (Fig. 4). La base está constituida por un cuerpo sedimentario descongelado, que varía entre 2 y 4 m de espesor

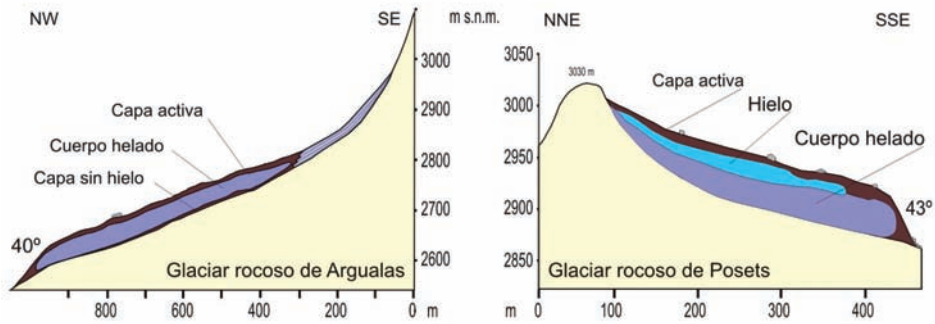


Figura 4. Estructura interna de los glaciares rocosos. Izquierda: Glaciar rocoso de las Argualas. Derecha: Glaciar rocoso de Posets.

en la raíz y el cuerpo central, desapareciendo hacia el frente del glaciar. Una segunda capa, la principal, está formada por un cuerpo helado (200.000-800.000 KΩm) de 10-20 m de espesor. La capa superior, con un espesor entre 2 y 4 m es la capa activa. Forma todo ello un cuerpo de 23 metros de espesor máximo (Fabrè *et al.*, 1997; Serrano *et al.*, 2006).

El glaciar de Besiberri NW tiene también una estructura en tres capas, destacando la existencia de una masa de hielo rica en sedimentos, con resistividades que van de muy altas, y características de masas de hielo (3.510.000-5.310.000 KΩm), a más bajas, características de cuerpos helados o ricos en clastos (>10.000 KΩm), y una capa activa superior (García *et al.* 1998). El glaciar pasa de un glaciar negro con una masa de hielo de más de tres metros de espesor visible y un recubrimiento de clastos sin congelar, de 70 cm de espesor, a un glaciar rocoso en la porción frontal.

Observaciones realizadas en Los Gemelos y Bastampé muestran una estructura caracterizada por una capa superior donde la cobertura de bloques gruesos, que supera los 50 cm de espesor, reposa sobre materiales más finos, con cantos y gravas, de igual modo que sucede en Argualas, Maladeta y Besiberri NW. Por debajo de esta capa, en los Gemelos, al igual que en Besiberri NW, se han observado la presencia de, al menos, 2 m de espesor visible de hielo. Aunque los glaciares rocosos estudiados son poco representativos, dado su reducido número respecto al total, su variedad estructural hace pensar en una elevada diversidad para el conjunto. La mayor complejidad se encuentra en Posets, derivado de su origen periglacial y su carácter “híbrido” (Lugon *et al.*, 2004; Delaloyé, 2004) ocasionado por la intromisión de una masa de hielo durante la Pequeña Edad del Hielo (Serrano *et al.*, 2010). Argualas y Besiberri tienen una estructura más simple, a partir de un origen periglacial, el primero, y glaciogénético, el segundo. En conjunto, la evolución del glaciar rocoso, y por tanto su antigüedad, determina su complejidad estructural.

6. La dinámica glaciar

El estudio de la dinámica superficial de los glaciares rocosos pirenaicos se ha realizado mediante la aplicación de técnicas geomáticas a cuatro de ellos: Argualas, Posets, Besiberri y Maladeta. Los dos primeros son mejor conocidos, con mediciones sistemáticas durante nueve y diez años, mientras que Besiberri y Maladeta presentan análisis basados en una medida a los diez años, y dos mediciones en dos años (Tabla 2). Estas últimas permiten confirmar su actividad, pero no un conocimiento detallado de las variaciones espaciales y temporales de la dinámica superficial del glaciar rocoso.

Las medidas de desplazamiento horizontal (Fig. 5), y vertical, de adelgazamiento o engrosamiento (Fig. 6), muestran una elevada complejidad interna, tanto espacial como temporal, pero permiten establecer las dinámicas dominantes por sectores. El glaciar rocoso de Posets se caracteriza por un moderado adelgazamiento en las porciones alta y media, con flujo extensivo y de adelgazamiento en la porción frontal. En el centro se produce un engrosamiento relativo acompañado de un descenso en la velocidad de flujo. La tendencia temporal entre 2000 y 2009 muestra una velocidad de desplazamiento decreciente y un aumento del adelgazamiento. El glaciar rocoso de Argualas posee en la porción superior un flujo extensivo, con adelgazamiento y velocidades menores que en el resto del glaciar rocoso, y acumulación de derrubios e incremento de velocidad en la porción frontal. Durante el periodo medido, entre 1990 y 2000, la velocidad de flujo se ha incrementado en el tiempo, excepto para el lóbulo septentrional, prácticamente inactivo, acompañado de un incremento en el adelgazamiento de todo el aparato. Se

Tabla 2. Desplazamiento horizontal y vertical de los glaciares rocosos pirenaicos con controles geomáticos

Glaciar	Datos medición		Movimiento		Sector		
	Años	Medidas			Raíz	Medio	Frente
Argualas (1)	10	8	Horizontal	cm/año	15,7	25,2	32,5
			Vertical	cm/año	-10,3	-8,5	-5,2
Posets (2)	8	7	Horizontal	cm/año	9,3	8,8	7,5
			Vertical	cm/año	-8,2	-3,6	-5,3
Besiberri (3)	10	1	Horizontal	cm/año	8,7	10,6	13,3
			Vertical	cm/año	-5	-7,1	-5
Maladeta (4)	2	2	Horizontal	cm/año	11	6,8	8,2
			Vertical	cm/año	-6,7	-2,7	-6,7

Datos obtenidos de: (1) Serrano et al. (2006); (2) Serrano et al. (2010); (3) Chueca y Julián (2005); (4) González et al. (2011).

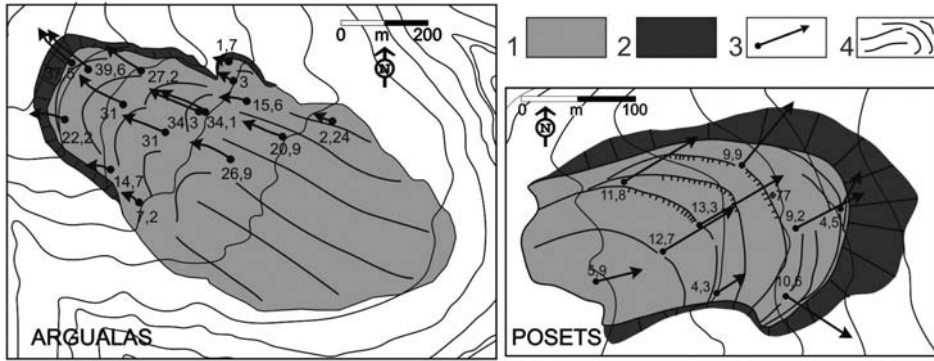


Figura 5. Desplazamiento horizontal y direcciones de flujo. A, glaciar rocoso de Las Argualas. B, glaciar rocoso de Posets. 1, superficie del glaciar rocoso. 2, taludes laterales y frontales. 3, dirección de movimiento horizontal. 4, arcos y surcos superficiales. Las cifras representan el desplazamiento horizontal de cada varilla en cms/año.

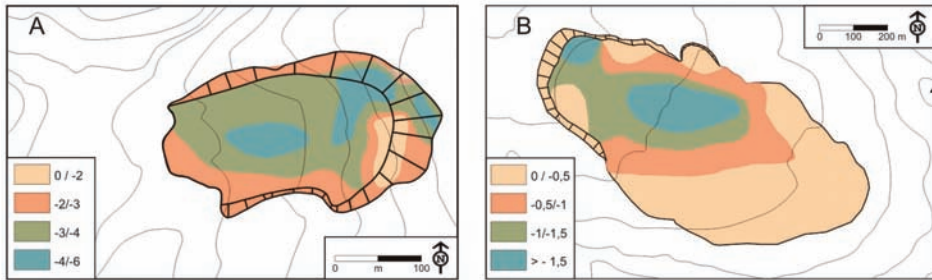


Figura 6. Cartografía de desplazamiento vertical. A, glaciar rocoso de Las Argualas. B, glaciar rocoso de Posets. Desplazamiento vertical representado en cms/año.

aprecia, pues, una dinámica diferenciada, con un aparato que reduce su desplazamiento horizontal frente al otro, que lo incrementa. Ambos están dominados por la tendencia al adelgazamiento. Los dos glaciares rocosos muestran variaciones bruscas en el tiempo, con incrementos y descensos de la velocidad de flujo, señalándose incrementos asociados a años más cálidos (1994, 1998, 2007). Este hecho lo hemos interpretado como posibles respuestas a las variaciones climáticas de ciclo corto. El glaciar rocoso de Besiberri (Chueca y Julián, 2003) muestra un incremento de flujo hacia el frente, con el menor desplazamiento horizontal y mayor adelgazamiento en la raíz, proceso atribuible a un dominio de la fusión. En la porción media presenta un adelgazamiento con mayor velocidad, interpretada como un estiramiento, y en el frente, donde la velocidad es la mayor y el adelgazamiento el menor, se produce un engrosamiento relativo, interpretado por una sobreacumulación de derrubios (Fig. 7). Todo el aparato señala un adelgazamiento general entre 1993 y 2003.

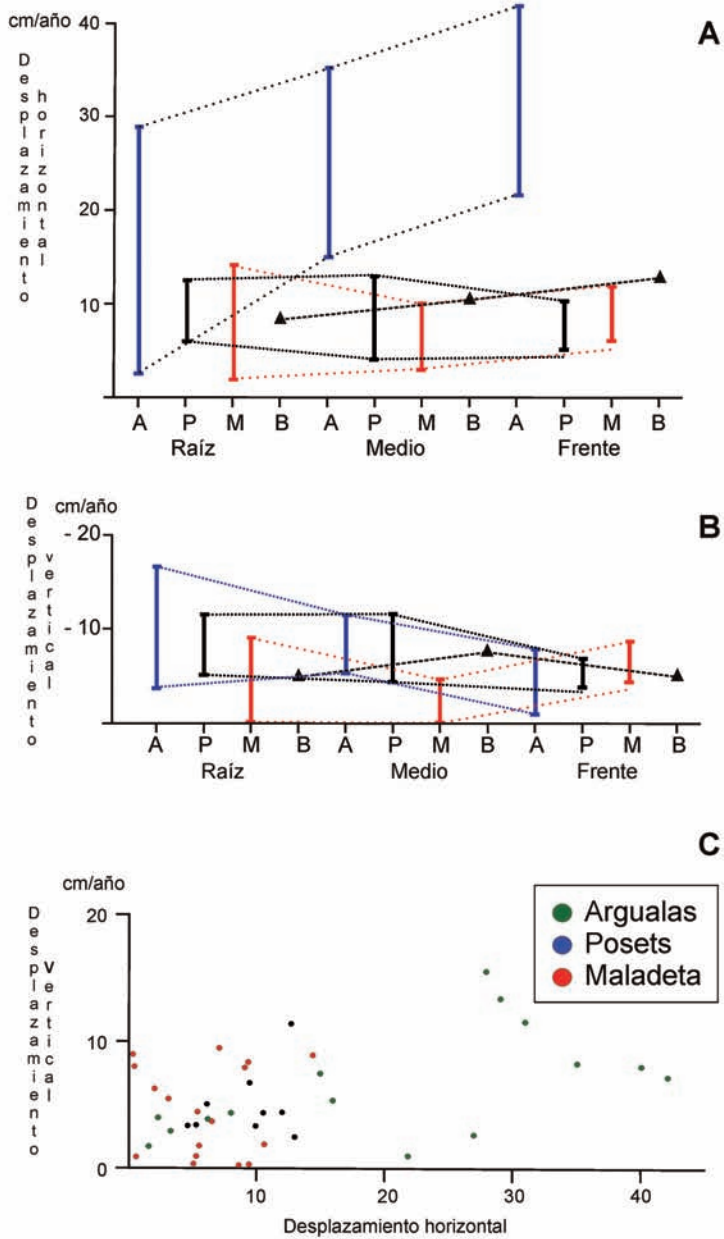


Figura 7. Dinámica de los glaciares rocosos. A, Desplazamiento horizontal en diferentes sectores de cada glaciar rocoso. B, Desplazamiento vertical en diferentes sectores de cada glaciar rocoso. Las letras en el eje x señalan: A: Argualas, P: Posets, M: Maladeta y B: Bessiberri. C, Relación entre desplazamiento horizontal y vertical en las varillas de los glaciares rocosos de Argualas, Posets y Maladeta.

Para el conjunto de los glaciares rocosos se observa un desplazamiento horizontal moderado en relación con otros glaciares localizados en las montañas templadas, donde se registran movimientos decímetros que pueden variar entre 10-15 cm a⁻¹ y 80-90 cm a⁻¹ (Barsch, 1996; Konrad *et al.*, 1999; Kääh *et al.*, 2003; Lugon y Stöfel, 2010). Sólo el glaciar rocoso de las Argualas presenta desplazamientos horizontales por encima de los 20 cm a⁻¹. Los tres restantes se desplazan a velocidades inferiores a los 15 cm a⁻¹, no superando los 11 cm a⁻¹ de desplazamiento medio en ninguna porción de los aparatos de Posets y Maladeta (Tabla 2). El análisis de desplazamiento revela dos tipos de comportamiento. Si Argualas y Maladeta denotan un incremento del flujo hacia el frente, el primero mucho más dinámico, en Posets y Maladeta se aprecia un descenso moderado de la velocidad de flujo desde la raíz hacia el frente (Fig. 7a). En este caso la dinámica de acumulación se concentra en la porción frontal, al recibir derrubios pero atenuar su desplazamiento.

Todos ellos señalan un adelgazamiento de la masa, con procesos de estiramiento o fusión que no son posibles de diferenciar a partir de las medidas superficiales. Si se relaciona la velocidad de flujo con el adelgazamiento se aprecia que no existe linealidad entre ellos (Fig. 7 c), por lo que no se puede atribuir al estiramiento la pérdida de volumen del conjunto. Se aprecia una tendencia muy tenue en las áreas con menor desplazamiento a producir un menor adelgazamiento, e incluso un engrosamiento relativo. Es claro en Posets y Maladeta, donde no es posible apreciar organización ni zonalidad clara, aunque las varillas con poco desplazamiento denotan poco adelgazamiento. Este proceso puede ser atribuible a un dinamismo muy atenuado y sin fusión del cuerpo helado. Sin embargo, en los frentes de Argualas y Besiberri se registran las mayores velocidades y también un menor adelgazamiento, lo que refleja una dinámica de acumulación de material. Es en la raíz del glaciar rocoso de Argualas donde el incremento del desplazamiento va acompañado de adelgazamiento, derivado de una dinámica de estiramiento de la masa en las porciones media y superior, bien visible en las estructuras superficiales, donde dominan los surcos.

El análisis del movimiento vertical (Fig. 7b) muestra también dos comportamientos, Argualas y Besiberri reflejan el máximo adelgazamiento en la raíz, descendiendo hacia el frente, mientras en los restantes se aprecia un descenso del adelgazamiento de la raíz a la porción media, para incrementarse el adelgazamiento en la porción frontal. Si los primeros acumulan material en la sección frontal, los segundos lo hacen en la porción media, con adelgazamiento en el frente, muy poco activo. En estos casos, será la fusión la actividad que determina el adelgazamiento, dada la baja dinámica horizontal.

A partir de los datos superficiales de desplazamiento horizontal y vertical de los puntos controlados, se pueden establecer dos modelos dinámicos, por un lado Besiberri y Argualas, y por otro Maladeta y Posets, que no responden a su génesis, pues en ambos casos los hay de origen periglacial, de derrubios, y de origen glaciogénico.

- Glaciares rocoso pulsadores. Se caracterizan por el estiramiento de la raíz, con adelgazamiento por incremento de flujo, y acumulación frontal con avance rápido (32,5

y 13,3 cm a⁻¹) en el frente. Son los glaciares más activos, donde la transferencia de derrubios es más eficaz. Presentan estructuras y génesis muy diferentes.

- Glaciares rocosos de dinámica atenuada. Poseen una velocidad y adelgazamiento moderado en la raíz, y un engrosamiento también con velocidad moderada en la porción media. En el frente se reduce aún más la dinámica, con desplazamientos horizontales muy atenuados (7,5 y 8,2 cm a⁻¹) y adelgazamiento generado por procesos de fusión dominantes. Aunque el comportamiento dinámico es homogéneo para los dos glaciares rocosos, su génesis es diferente y, dada la complejidad estructural del glaciar rocoso de Posets, también puede serlo su estructura.

7. Cronología y evolución de los glaciares rocosos

La estimación cronológica mediante el ritmo de denudación y flujo aplicado en Argualas, Bastampé, Besiberri y Guerreys ha dado como resultado una edad de más de 3.400 años B.P. para el glaciar rocoso de Argualas, y unas edades estimadas entre 2.500 y 6.250 años B.P., para los restantes, una amplia horquilla temporal del Holoceno reciente.

Las relaciones morfoestratigráficas entre las morrenas y los glaciares rocosos relictos (Fig. 1) son de tres tipos:

- Relación con morrenas y glaciares rocosos relictos. En Guerreys, Grande Fache, Bastampe y Argualas, el glaciar rocoso se sitúa por encima de morrenas atribuibles a las fases de retroceso de alta montaña. En los dos primeros casos existen, entre las morrenas y el glaciar activo, sendos glaciares rocosos relictos (Fig. 1). Tanto las morrenas como los glaciares rocosos relictos se relacionan con fases últimas de retroceso Pleistoceno, Tardiglaciares, por lo que permiten situar el origen de los glaciares rocosos en el Holoceno, una vez los glaciares rocosos preexistentes han cesado en su actividad.

- Relación con morrenas históricas. En Bessiberri y Los Gemelos, las morrenas laterales de la Pequeña Edad del Hielo son interrumpidas por los glaciares rocosos, de los que parte una porción de su masa de derrubios. Las relaciones con dichas morrenas señalan su origen en la Pequeña Edad del Hielo.

- Glaciares retocados por la actividad glaciar de la Pequeña Edad del Hielo (PEH). En el glaciar rocoso de Posets el avance histórico remodela su raíz e incorpora una masa de hielo que altera su estructura interna (Serrano *et al.*, 2010), y el glaciar rocoso de La Paül tiene también su raíz al frente del antiguo glaciar histórico de Posets, con quien limitaba durante la PEH. Esta posición, partiendo del collado, permite apreciar un origen glaciogenético. Ambos son posteriores a la deglaciación de la fase de morrenas de altitud, atribuidas al Tardiglaciar, y anteriores al glaciario histórico, pues la lengua fue erosionada en su porción occidental por el glaciar de La Paül durante el avance y deposición de su morrena lateral de la PEH (Serrano *et al.*, 2002). Son atribuibles, pues, a una etapa indiferenciada del Holoceno.

Los resultados de los análisis morfocronológicos muestran para los glaciares rocosos del Pirineo dos edades diferentes:

- Glaciares rocosos Holocenos. Las estimaciones a partir de la denudación los sitúan en el Holoceno reciente, entre los 6.000-2.500 años B.P., cronología que coincide con las estimaciones morfoestratigráficas, cuyo origen sitúa estos glaciares en periodos posteriores al cese de actividad de los glaciares finipleistocenos. Existen, pues, glaciares rocosos generados en períodos fríos, que pueden estar relacionados con la pulsación de Troumouze, entre 5.100±90 B.P. y 4.654±60 B.P. (Gellatly *et al.*, 1992) o más reciente. Los glaciares de este periodo son los más numerosos y de mayor tamaño, adscritos en su mayor parte, pero no todos ellos, a un origen periglacial. En dos casos se ha constatado que fueron retocados por el glaciario histórico.

- Glaciares rocosos históricos. Se desarrollan durante la Pequeña Edad del Hielo, son los más pequeños y son glaciogenéticos, derivados del incremento en el ritmo de producción de derrubios glaciares y su acumulación frontal, en ambientes con permafrost.

En la actualidad, en un contexto de calentamiento global, la actividad de los glaciares rocosos pirenaicos se mantiene gracias a su lenta respuesta morfodinámica a los cambios ambientales que se están dando en el cinturón de alta montaña, situado ya en el umbral límite de glaciación y con unas condiciones periglaciares cada vez más atenuadas que en todo caso, no presenta unas condiciones favorables a la génesis de nuevos aparatos.

8. Conclusión

En los Pirineos existen un mínimo de catorce glaciares rocosos activos localizados todos ellos en emplazamientos con unas condiciones comunes, circos y laderas por encima de los 2600 m, cobijados bajo cumbres que siempre superan los 3000 m. Los glaciares rocosos pirenaicos tienen un origen periglacial, como glaciares rocosos de talud (42%), y glacial, como glaciares rocosos de derrubios glaciares (58%). Ambos tipos muestran ciertas características morfológicas, con un dominio de los surcos y arcos en la porción frontal en los de origen glaciogenético y una mayor diversidad de formas superficiales en los de origen periglacial.

La estructura interna de los glaciares rocosos estudiados muestra una gran complejidad y variedad de estructuras. El más complejo es el de Posets, derivado de su carácter híbrido, mientras Argualas y Besiberri poseen estructuras más simples, si bien cada glaciar rocoso estudiado presenta una estructura interna diferente. La génesis y evolución de cada glaciar rocoso establece su estructura y complejidad, por lo que su antigüedad determina la mayor o menor complejidad estructural.

La dinámica de los glaciares rocosos analizados muestra una elevada complejidad interna, tanto espacial como temporal. Todos ellos presentan un desplazamiento horizontal moderado, salvo el de Argualas de mayor velocidad, en concordancia con las

velocidades registradas en muchos glaciares alpinos (Honrad *et al.*, 1999; Haeberli *et al.*, 2006). El desplazamiento horizontal pone de manifiesto dinámicas diferenciadas, con aparatos que incrementan su velocidad de desplazamiento hacia el frente y otros que la reducen moderadamente desde la raíz hacia el frente. Todos los aparatos medidos muestran una tendencia al adelgazamiento, con procesos de estiramiento y fusión, y bruscas variaciones anuales de la velocidad de flujo. A partir de los desplazamientos horizontales y verticales se establecen dos modelos de comportamiento, los glaciares rocosos pulsadores, los más dinámicos y eficaces en la transferencia de derrubios, y los glaciares rocosos de dinámica atenuada, con desplazamientos muy pequeños y dominio de los procesos de fusión.

El análisis morfoestratigráfico y la estimación de la denudación señalan para los glaciares rocosos del Pirineo dos edades diferentes, glaciares rocosos Holocenos, adscritos principalmente al Holoceno reciente, entre 6.000-2.500 años B.P., y glaciares rocosos históricos, desarrollados durante la Pequeña Edad del Hielo.

Las características morfodinámicas de los glaciares rocosos pirenaicos indican procesos atenuados, propios de ambientes marginales en el umbral límite favorable a su desencadenamiento. Los glaciares rocosos están cobijados en sectores donde los factores topoclimáticos propician las condiciones favorables para la permanencia de cuerpos helados y dinámicas asociadas, sin que el entorno inmediato ni las condiciones ambientales generales favorezcan la existencia de dichos procesos. Aunque persisten glaciares rocosos con dinámicas pujantes, la existencia de glaciares con dominio frontal de la fusión y la tendencia generalizada al adelgazamiento señalan la condición marginal de unos procesos y unas formas que constituyen, de este modo, eficaces geoindicadores tanto de la existencia del permafrost como de degradación o agradación de los ambientes y procesos asociados al frío en la alta montaña pirenaica.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por Programa de Investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación, proyectos CGL2007-65295 y CGL-2010-19729.

Referencias bibliográficas

- AGUDO, C., SERRANO, E., MARTÍNEZ DE PISON, E., (1989). El glaciar rocoso activo de los Gemelos en el Macizo del Posets (Pirineo Aragonés). *Cuaternario y Geomorfología*, 3(1-4): 83-91.
- ANGELY, A.G., (1967). Anciens glaciers dans l'est des Pyrénées centrales. *Revue Géographique Pyrénées Sud-Ouest*, 38(1): 5-28.

- BARRERE, P., (1953). Equilibre glaciaire actual et quaternaire dans l'Ouest des Pyrénées Centrales. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud Ouest*, 2: 116–134.
- BARSCH, D., (1978). Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. En: *Proceeding Third International Conference on Permafrost*, IPA, vol 1, pp. 349–352, Edmonton
- BARSCH, D., (1988). Rockglaciers. En: *Advances in periglacial geomorphology* (Clark, M.J., Ed.), Wiley & Sons, pp. 69–90, Chichester.
- BARSCH, D., (1992). Permafrost creep and rock glacier. *Permafrost and Periglacial Processes* 11: 290–293.
- BARSCH, D., (1996). *Rock glaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environment*. Springer Verlag, Heidelberg.
- BERGER, J., KRAINER, K., MOSTLER, W., (2004). Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). *Quaternary Research*, 62: 233–242.
- BROWN, W.H., (1925). A probable fossil rock glacier. *Journal of Geology*, 33 (4): 464–466.
- CAZENAIVE-PIARROT, F., TIHAY, J.P., (1983). Eboulis, formations morainiques et glaciers rocheux dans le massif de L'Ardiden (Pyrenees Centrales). En: *Eboulis et environnement géographique passé et actuel*, A.G.F., Publ. Centre Géogr. Phys., pp.121–138, Paris.
- CAZENAIVE-PIARROT, F. TIHAY, J.P., (1986). *Glaciers rocheux dans les Pyrénées Centrales et Occidentales*. Communication a la Société Hydrotechnique de France (section Glaciologie), 8 pp., Paris.
- CHUECA, J., JULIÁN, A., (2003). Movement of Besiberis rock glacier, Central Pyrenees, Spin: data from a 10–year geodetic survey. *Antarctic, Arctic and Alpine Research*, 37(2): 163–170.
- CLARK, D.H., STEIG, E.J., POTTER, N., GILLESPIE, A.R., (1998). Genetic variability of rock glaciers. *Geografiska Annaler*, 80: 175–182.
- CORTE, A.E., (1976). Rock glaciers. *Biuletijn Peryglacjalny*, 26: 175–197.
- CORTE, A.E., (1987). Rock glacier taxonomy. En: *Rock Glaciers* (Giardino, J.R., Shroder, J.F., Vitek, J.D., Eds), Allen and Unwin, pp. 27–39, Londres.
- DELALOYÉ, R., (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginal*. Departament of Geosciences–Geography, University of Fribourg, Fribourg.

- EVIN, M., ASSIER, A., (1983). Mise en évidence du mouvement sur la moraine et le glacier rocheux de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud, France). Le rôle du pergélisol alpin. *Revue de Géographie Alpina*, 21(2): 165–178.
- FABRE, D., GARCIA, F., EVIN, M., MARTÍNEZ, R., SERRANO, E., ASSIER, A., SMIRAGLIA, C., (1995). Structure interne du glacier rocheux actif de las Argualas (Pyrenées aragonaises, Espagne). *La Houille Blanche*, 5–6: 144–147.
- GARCIA, F., CANTARINO, I., SERRANO, E., (1998). Primeros estudios mediante prospección geoelectrica en el aparato glaciar del Besiberri, Pirineo catalán (Lleida). *Ería*, 45: 82–87.
- GELLATLY, A.F., GROVE, J.M., SWITSUR, V.R., (1992). Mid Holocene glacial activity in the Pyrenees. *The Holocene*, 2 (3): 266–270
- GIARDINO, J., SHRODER, J., VITEK, J. E.D., (1987). *Rock glaciers*. Allen and Unwin, 255 pp, Londres.
- GONZÁLEZ GARCÍA, M., SERRANO, E., SANJOSÉ, J.J., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., (2011). Dinámica superficial y estado actual del glaciar rocoso de la Maladeta Occidental (Pirineos). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37(2): 81-94.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M., PEÑA MONNE, J.L., (1981). Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Bonaigua (Pirineo de Lérida). *Boletín Geológico y Minero*, 92: 11–20.
- HAEBERLI, W., (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrology und Glaziologie*, 77, 142 pp, Zurich.
- HAEBERLI, W., (2000). Modern research perspectives relating to permafrost creep and rock glaciers: a discussion. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11: 290–293.
- HAEBERLI, W., VONDER MÜHLL, D., (1996). On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie NF Supplementband*, 104: 43–57.
- HAEBERLI, W., HALLET, B., ARENSON, L., ELCONIN, R., HUMLUM, O., KÄÄB, A., KAUFMANN, V., LADANYI, B., MATSUOKA, N., SPRINGMAN, S., VONDER MÜHL, D., (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17: 189–214.
- HAMILTON, L., (1988). The development, age and present status of a rock glacier in the Posets Massif, Spanish Pyrenees. *Pirineos*, 131:43–56.
- HAMILTON, S.J., WHALLEY, W.B., (1995). Rock glacier nomenclature: A reassessment. *Geomorphology*, 14: 73–80.

- HAUCK, C., KNEISEL, C., (2008). *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press, Cambridge.
- HAZERA, J., (1983). Travaux morphologiques recents sur le glaciaire Tardif dans l'Ouest des Pyrenées centrales autour du Pic du Midi D'Ossau. En: *Colloque Trier 1980. Late and postglacial oscillations of glaciers. Glacial and periglacial forms*, Ed. Balkema, pp. 203–212, Rotterdam.
- HUMLUM, O., (1996). Origin of rock glaciers: observations from Ellemfjord, Disko Island, central West Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7:361–380.
- HUMLUM, O., CHRISTIANSEN, H.H., JULIUSSEN, H., (2007). Avalanche-derived Rock Glaciers in Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18: 75–88.
- JOHNSON, P.G., (1987). Rock glacier: glacier debris systems of high-magnitude low-frequency flows? En: *Rock Glaciers* (Giardino, J.R., Shroder, J.F., Vitek, J.D., Eds), Allen and Unwin, pp. 175–192, Londres.
- KÄÄB, A., KAUFMANN, V., LADSTÄDTER, R., EIKEN, T., (2003). Rock glaciers dynamics: implications from high resolution measurements of surface velocities fields. En: *Permafrost* (Philips, M., Springman, C., Arenson, H., Eds), Swets and Zeitlinger, pp. 501–506, Lisse.
- KÄÄB, A., WEBER, M., (2004). Development of transverse ridges on rock glaciers: field measurements and laboratory experiments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(4): 379–391.
- KING, L., (1986). Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 68 A–3: 131–139.
- KING, L., GORBUNOV, A.P., EVIN, M., (1992). Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3: 73–81.
- KONRAD, S.K., HUMPHREY, N.F., STEIG, E.J., CLARK, D.H., POTTER, J.R.N., PFEFFER, W.T., (1999). Rock glacier dynamics and palaeoclimatic implications. *Geology*, 27(12): 1131–1134.
- KRAINER, K., MOSTLER, W., SPAN, N., (2002). A glacier-derived, ice-cored rock glacier in the Western Stubai Alps (Austria): evidence from ice exposures and ground penetrating radar investigation. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 38: 21–34.
- LUGON, R., DELALOYÉ, R., SERRANO, E., REYNARD, E., LAMBIEL, C., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., (2004). Permafrost and Little Ice Age relationships, Posets massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15: 207–220.

- LUGON, R., STOFFEL, M., (2010). Rock-glacier dynamics and magnitude–frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed: Ritigraben, Swiss Alps. *Global and Planetary Change*, 71: 202–210.
- MARTI, M., SERRAT, D., (1995). Les glaciers rocalloses pirenenques. *Terra*, 25(X): 24–34.
- MARTIN, H.E., WHALLEY, W.B., (1987). Rock glaciers, part 1; rock glacier morphology: classification and distribution. *Progress in Physical Geography*, 11(2): 260–282.
- MARTINEZ DE PISON, E., ARENILLAS, M., (1988). Los Glaciares actuales del Pirineo Español. En: *La nieve en el Pirineo español*, M.O.P.U., pp. 29–98, Madrid.
- OUTCALT, S.I., BENEDICT, J.B., (1965). Photo interpretation of two types of rock glaciers in the Colorado Front Range, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 5(42): 849–856.
- POTTER, N., STEIG, E.J., CLARK, D.H., SPEECE, M.A., CLARK, G.M., UPDIKE, A.B., (1998). Galena Creek rock glacier revisited—New observations on an old controversy. *Geografiska Annaler*, 80A (3–4): 251–265.
- RIBOLINI, A., CHELLI, A., GUGLIELMIN, M., PAPPALARDO, M., (2007). Relationships between glacier and rock glacier in the Maritime Alps, Schiantala Valley, Italy. *Quaternary Research*, 68: 353–363.
- SANJOSÉ, J.J., AGUDO, C., SERRANO, E., SILIO, F., (1992). Auscultación topográfica y fotogramétrica del glaciar rocoso de las Argualas (Pirineo aragonés): datos preliminares. *Estudios de Geomorfología en España, II Reunión Nacional de Geomorfología*, S.E.G., pp. 423–431, Murcia.
- SANJOSÉ, J.J., (2003). *Estimación de la dinámica de los glaciares rocosos mediante modelización ambiental y técnicas fotogramétricas automáticas*. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia.
- SANJOSÉ, J.J., ATKINSON, A.D.J., SALVADOR, F., GÓMEZ ORTÍZ, A., (2007). Application of geomatic technique in controlling of the dynamics and cartography of the Veleta rock glacier (Sierra Nevada, Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51: 79–89.
- SERRANO, E., RUBIO, V., (1989). El glaciar rocoso activo de las Argualas (Pirineo Aragonés). *Ería*, 19–20: 195–198.
- SERRANO, E. MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; MARTÍNEZ, R., CANTARINO, I., NAVARRO, J., (1991). El glaciar noroccidental del Besiberri (Pirineo de Lérida). *Pirineos*, 137: 95–109.
- SERRANO, E., SANJOSE, J.J., SILIÓ, F., AGUDO, C., (1995). Movimiento superficial del glaciar rocoso de las Argualas. *Pirineos*, 145–146: 103–110.

- SERRANO, E., AGUDO, C., (1997). Los glaciares rocosos de los Pirineos. Implicaciones ambientales. En: *Procesos biofísicos actuales en medios fríos. Estudios recientes* (Gómez Ortíz, A., Salvador Franch, F.; Shulte, L., García Navarro, A., Eds.), Universidad de Barcelona, pp.133–154, Barcelona.
- SERRANO, E., AGUDO, C., MARTÍNEZ DE PISÓN, E., (1999). Rock glaciers in the Pyrenees. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10: 101–106.
- SERRANO, E., AGUDO, C., DELALOYÉ, R., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., (2001). Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Norwegian Journal of Geography* 55: 245–252.
- SERRANO, E., AGUDO, C., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., (2002). El dominio de alta montaña periglacial en el macizo del Posets. En: *Periglaciario en montaña y altas Latitudes* (Serrano, E., García, A., Eds.), Universidad de Valladolid, pp. 163–184, Valladolid.
- SERRANO, E., AGUDO, C., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., (2002). La deglaciación de la alta montaña del macizo del Posets (Pirineo aragonés). Morfología, evolución y fases morfológicas glaciares. *Cuaternario & Geomorfología*, 16: 111–126.
- SERRANO, E., AGUDO, C., (2004). Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 99: 159–172.
- SERRANO, E., SANJOSÉ, J.J., AGUDO, C., (2006). Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: flow, movement (1991–2000) and structure of the Argualas rock glacier (Pyrenees). *Geomorphology*, 74: 285–296.
- SERRANO, E., SANJOSÉ, J.J., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., (2010). Rock glaciers dynamics in marginal periglacial environments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(11): 1302–1314.
- SERRAT, D., (1979). Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees. En: *Moraines and Varves* (Schluchter, C., Ed.), A.A. Balkema, pp.93–100, Rotterdam.
- SOUTADE, G., (1980). *Modelé et dynamique actuelle des versants supraforestiers des Pyrénées Orientales*. Imp. Coop. du Sud-Ouest, 452 pp, Albi.
- TAILLEFER, F., (1964). Le modelé postwürmiense des hautes montagnes françaises. *Revue de Pyrénées et de Sud-Ouest*, 35(2): 129–138.
- VITEK, J.D., GIARDINO, J.R., (1987). Rock glaciers: a review of the knowledge base. En: *Rock Glaciers* (Giardino, J.R., Shroder, J.F., Vitek, J.D., Eds), Allen and Unwin, pp. 1–26, London
- WAHRHAFTIG, C., COX, A., (1959). Rock glaciers in the Alaska Range. *Geological Society American Bulletin*, 70: 383–436.

- WHALLEY, W., MARTIN, H.E., (1992). Rock glaciers: a review. Part II: models and mechanisms. *Progress in Physical Geography*, 11: 127–186.
- WHALLEY, W., MARTIN, H.E., (1994). Ice exposures in rock glaciers. *Journal of Glaciology*, 40(135): 427–429.
- WHALLEY, W.B., AZIZI, F., (1994). Models of flow of rock glaciers: Analysis, critique and a possible test. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5: 37–51.