



**EL GLACIAR ROCOSO DE HURD: ESTRUCTURA E INSERCIÓN
EN EL SISTEMA DE TRANSFERENCIA DE DERRUBIOS
ANTÁRTICO MARÍTIMO (ISLA LIVINGSTON,
ISLAS SHETLAND DEL SUR, ANTÁRTIDA)**

*The Hurd rock glacier: structure and insertion in the debris transfer system of
Maritime Antarctica (Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica)*

E. Serrano⁽¹⁾, J. Giner⁽²⁾, P. Gumiel⁽³⁾, y J. López-Martínez⁽²⁾

(1) Dpto. de Geografía. Universidad de Valladolid. P^o Prado de la Magdalena s/n. 47011 Valladolid.

(2) Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias.
Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.

(3) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

E-mail: serrano@fyl.uva.es Fax: 983-42.31.49

Resumen: El glaciar rocoso de Hurd constituye un buen ejemplo del ambiente periglacial en la Antártida marítima. La realización de seis sondeos eléctricos verticales en el mismo y su entorno inmediato ha permitido caracterizar su estructura interna y la presencia de permafrost a una profundidad de aproximadamente dos metros. El glaciar rocoso forma parte del sistema de derrubios del ámbito de transición entre un medio glaciar y otro periglacial con permafrost continuo. El estudio detallado del glaciar rocoso y su entorno mediante la cartografía geomorfológica y los sondeos eléctricos ha permitido aproximarnos al conocimiento del sistema de transferencia de derrubios asociado a glaciares rocosos en la Antártida marítima.

Palabras clave: glaciar rocoso, periglacialismo, permafrost, sondeos eléctricos verticales, Antártida.

Abstract: The Hurd rock glacier is a good example of the periglacial environment in maritime Antarctica. By means of six vertical electric sounding in the rock glacier and surrounding, its internal structure and the presence of permafrost at about 2 m depth have been pointed out. The rock glacier is an element of the debris morphodynamic system in the transition from a glacial environment to the periglacial one with continuous permafrost. The detailed study of the rock glacier and his surrounding from geomorphological map and electric sounding has let to know the debris transfer system linked to the rock glacier on maritime Antarctica.

Key words: rock glacier, periglacial environment, permafrost, vertical electric sounding, Antarctica.



E. Serrano, J. Giner, P. Gumiel y J. López-Martínez. (2004) El glaciar rocoso de Hurd: estructura y dinámica actual (Isla Livingston, Islas Shetland del Sur, Antártida). *Rev. C. & G.*, 18 (1-2), 13-24.

1. Introducción

Los glaciares rocosos constituyen formas de relieve indicadoras de ambiente periglacial y de existencia de suelos helados permanentemente o permafrost.

Su lenta respuesta a los cambios ambientales hacen de ellos formas características de los medios de transición entre ámbitos glaciares y periglaciares. Han sido reconocidos glaciares rocosos en diversos lugares de la Antártida marítima: en Georgia del Sur

(Birnie y Thom, 1982), en la Península Antártica (Lundqvist *et al.*, 1995) y en las islas Shetland del Sur. Aquí se han descrito de modo individual en Livingston (Martínez de Pisón *et al.*, 1991, López-Martínez *et al.*, 1992) y Rey Jorge (Birkenmajer, 1978, 1981; Barsch *et al.*, 1985; Quingsong, 1989; Martínez de Pisón *et al.*, 1991; López-Martínez *et al.*, 1992a, 1992b; Serrano y López-Martínez, 1998, 2000). La revisión de los glaciares rocosos estudiados en la Antártida (Mayeski y Hassinger, 1980; Hassinger y Mayeski, 1983; Bockheim, 1995; Barsch, 1996; Guglielmin *et al.*, 1997; Serrano y López-Martínez, 2000) muestra que existe una mayor representación de los mismos en las zonas libres de hielo deglaciadas de la Antártida marítima que en las del interior del continente.

En este trabajo se estudia la morfología, estructura y dinamismo del glaciar rocoso en relación con su entorno geomorfológico. El glaciar rocoso de Hurd, situado en la península del mismo nombre, en la isla Livingston (islas Shetland del Sur), constituye una forma expresiva del medio periglacial de la Antártida marítima y se inscribe en un entorno de transición entre mecanismos glaciares y periglaciares muy significativos. Ya cartografiado

en trabajos previos (Martínez de Pisón *et al.*, 1991; López-Martínez *et al.*, 1992a; Pallás *et al.*, 1995), el conocimiento de su estructura, funcionamiento y posición en el sistema de transferencias de derrubios en ambientes periglaciares oceánicos constituye un elemento de interés en el estudio del medio periglacial, no muy conocido en la Antártida (Bockheim, 1995; Serrano y López-Martínez, 1996; Serrano *et al.*, 2002).

El archipiélago de las Shetland del Sur está formado por once islas mayores alineadas entre el Paso de Drake y el Estrecho de Banskfield, en el océano Antártico, inmediatamente al norte de la Península Antártica. Tienen una extensión de 4.700 km² y se localizan entre los 61° 59' y 63° 20' de latitud Sur, y los 57° 40' y los 62° 45' de latitud Oeste. Las islas mayores son Livingston (1770 m s.n.m.) y Rey Jorge (686 m s.n.m.). Tan sólo el 10% de la superficie del archipiélago está libre de hielo. Es en esas áreas, situadas en penínsulas, cabos, puntas y estrechas franjas costeras, donde se localizan los medios periglaciares de las Islas Shetland del Sur. Hasta la actualidad se han localizado nueve glaciares rocosos, todos ellos activos, dispersos en las dos islas mayores, antes citadas.

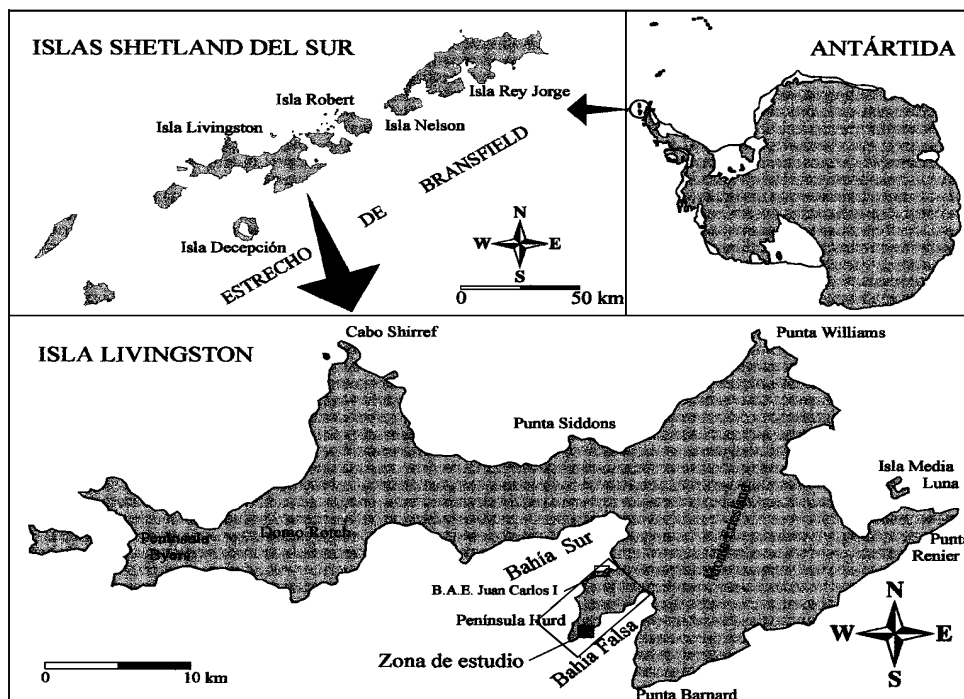


Figura 1. Situación de la zona de estudio.
Figure 1. Location of study area.

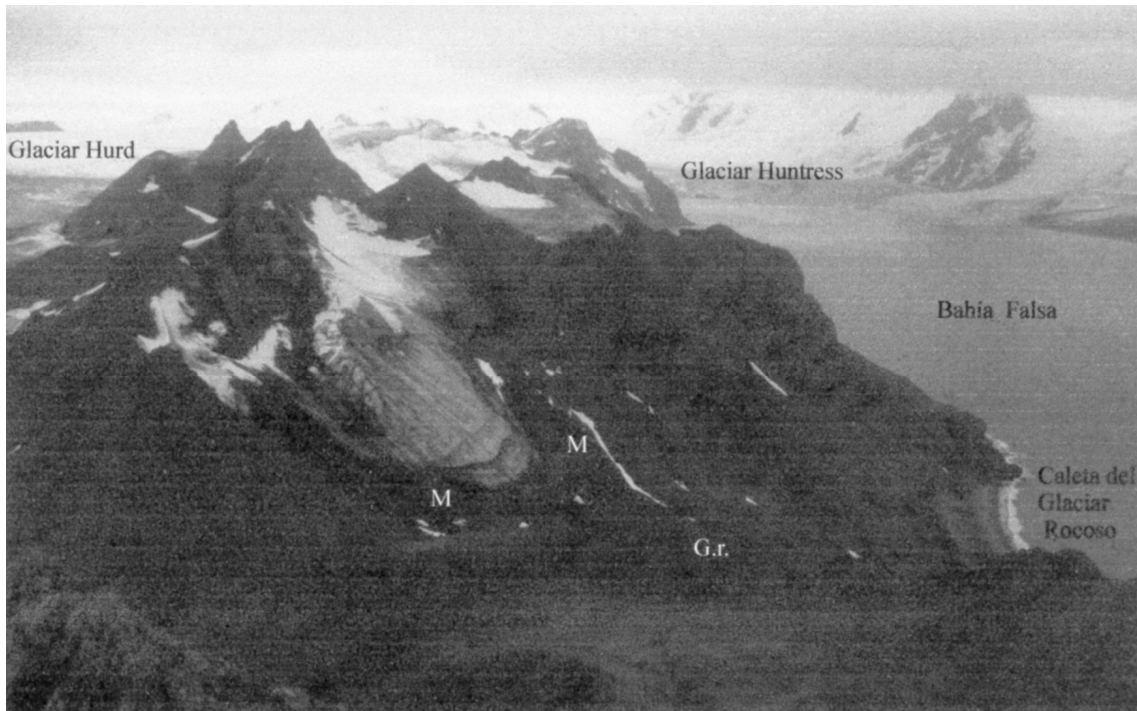


Figura 2. Vista del glaciar rocoso de Hurd. G.r., glaciar rocoso. M, morrenas de la Pequeña Edad del Hielo.

Figure 2. General view of Caleta del Glaciar Rocosos and the central area of Hurd Peninsula. G.r., rock glacier. M, moraines of the Little Ice Age.

La península Hurd se localiza en el sur de la isla Livingston, entre Bahía Sur y Bahía Falsa (Figura 1). El sustrato rocoso está constituido por la formación turbidítica Miers Bluff, junto con afloramientos graníticos y diques cuarcíticos y básicos. La costa es acantilada, alternando con conjuntos de playas levantadas holocenas y plataformas de erosión marina situadas a diversas altitudes (Figura 2). Al norte se sitúa el glaciar Johnson y al sur un elevado cordal continuo, a 200-300 m s.n.m., culmina en el Pico Binn (392 m). Presenta una fuerte disimetría entre la vertiente noroeste, deglaciada, un medio periglacial caracterizado por laderas con enérgicos procesos (derrubios afectados por flujo, lóbulos de gelifluxión, flujos de derrubios) que enlazan con las plataformas de abrasión remodeladas por mantos de clastos superficiales y procesos nivales y torrenciales; la vertiente sureste incluye circos glaciares todavía ocupados por glaciares carentes de lengua y en retroceso que alternan con laderas sometidas a intensos procesos periglaciares, complejos morrénicos frontales y el glaciar rocoso de Hurd, éste en la caleta del Glaciar Rocosos.

2. Metodología

La existencia de glaciares rocosos responde a unas condiciones ambientales particulares, térmicas y de humedad, que permiten extraer una interesante información ambiental (Harris, 1982; Karte, 1983; Haeberli, 1985; Clark, 1988; Barsch, 1996). Para ello es necesario conocer su dinámica y evolución reciente, y sobre todo estudiar las asociaciones de formas que permiten afinar en su interpretación como indicadores ambientales. Para enmarcar el glaciar rocoso estudiado se ha realizado una cartografía geomorfológica detallada (E.1/10.000) de la porción meridional de la península Hurd, en la que se inventarían y localizan las formas y procesos.

Las formas, los procesos y sus distribuciones constituyen indicadores de la presencia de permafrost, junto a los sondeos eléctricos, que permiten aproximarnos al tipo de distribución del permafrost en relación con la superficie que ocupa y al dinamismo y sistema de transferencia de derrubios de la zona de estudio. Se han establecido diferentes condiciones de permafrost (Harris, 1986), continuo,

cuando el reparto espacial del permafrost es constante; discontinuo, con zonas heladas diseminadas entre sectores predominantemente sin permafrost; o esporádico, cuando existen porciones muy reducidas de suelos permanentemente helados asociados a condiciones topo y microclimáticas. Estas tipologías se han establecido en altitud para el conjunto de las islas Shetland del Sur (Serrano *et al.* 2002).

Para conocer la estructura de los glaciares rocosos y detectar la presencia o ausencia de permafrost en su entorno, se han realizado sondeos eléctricos verticales (SEV). Se ha utilizado un georesistivímetro digital (PASI E2 Digit model) con conmutación automática de polaridad y se ha aplicado la técnica de sondeo de cuatro polos simétricos tipo Schlumberger, con 160 metros de apertura máxima. En la Caleta del Glaciar Rocoso se han realizado siete sondeos eléctricos verticales orientados al conocimiento de la estructura de los depósitos, a la búsqueda de cuerpos helados y la distribución del permafrost. Existen numerosos ejemplos de su aplicación al permafrost en el Ártico (Barnes, 1965; Scott *et al.*, 1990) y sobre todo en zonas de montaña, con metodologías consolidadas en la detección de permafrost (Fisch *et al.*, 1977; Haeberli, 1985; King, 1986; King *et al.*, 1992; Evin y Fabré, 1987; Evin, 1992; Guglielmin *et al.*, 1994; Hauck, 2001) y recientes aplicaciones del estudio del permafrost de montaña en medios árticos (Vonder M hll *et al.* 2001; Hauck *et al.* 2001). La interpretación de los resultados de los sondeos es muy variable, pues intervienen factores como los efectos laterales, la textura superficial en bloques, la temperatura de la formación y la presencia de agua líquida en los suelos helados, de modo que la interpretación de la resistividad para cuerpos helados varía entre 10 y 10.000 K m (Haeberli, 1985; Barsch, 1996). Autores posteriores han señalado la posibilidad de discernir el contenido en hielo en función de los valores de resistividad, siempre con resistividades superiores a 22 K m (Evin y Fabré, 1990; Guglielmin *et al.* 1997), y en la actualidad es la estructura en capas y las variaciones en los órdenes de magnitud entre ellas lo que puede indicar cuerpos helados o varicaciones de hielo en formaciones homogéneas (Hauck *et al.* 2001). En la Antártida no ha sido frecuente el uso de técnicas geoelectr icas en zonas libres de hielo, aunque algunos trabajos han estudiado mediante estas técnicas la presencia de permafrost y el espesor de la capa activa (Iribarren y Carranza, 1990; Bergamín *et al.* 1997, Guglielmin *et al.*, 1997) o el espesor del permafrost (Hyoung-Soo *et al.*, 1996).

3. Morfología del entorno: la Caleta del Glaciar Rocoso

El glaciar rocoso de Hurd se emplaza en un valle encajado, de origen glaciar, que constituye un amplio circo limitado por cimas de altitudes entre 200 y 300 m s.n.m (figuras 2 y 3). Desde las cumbres hasta la playa existen las siguientes unidades morfológicas:

– *Crestas periglaciares*: culminaciones afiladas de las cumbres constituidas por pizarras y grauwacas de la formación Miers Bluff, fuertemente geli-fractadas.

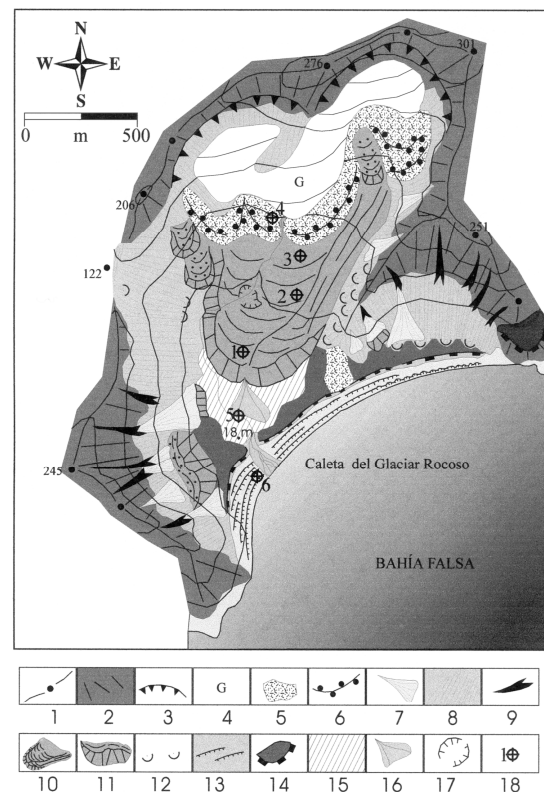


Figura 3. Esquema geomorfológico de la Caleta del Glaciar Rocoso. 1, cordales y cumbres. 2, paredes escarpadas. 3, circos glaciares. 4, glaciar. 5, depósitos morrénicos. 6, morrenas. 7, conos de derrubios. 8, taludes de derrubios. 9, canales de aludes. 10, glaciar rocoso. 11, derrubios afectados por flujo. 12, lóbulos de gelifluci n. 13, niveles de playas holocenas. 14, plataformas de abrasión marina. 15, rellano colmatado. 16, cono aluvial. 17, depresión termok rstica. 18, situación de los SEV.

Figure 3. Geomorphological sketch of Caleta de Glaciar Rocoso. 1, ridges and peaks. 2, wall. 3, glacial cirques. 4, glacier. 5, till. 6, moraines. 7, debris cones. 8, debris talus. 9, avalanche tracks. 10, rock glacier. 11, protalus lobe. 12, gelifluction lobe. 13, Holocene beaches. 14, marine platforms. 15, infilled landing. 16, aluvial fan. 17, thermokarstic depression. 18, location of VES.

– Glaciar blanco de circo. Masa residual de hielo con movimiento actual que presenta un frente de fuerte pendiente, biselado, y con grietas de tracción en la parte superior. La zona inferior se encuentra recubierta de cenizas. La ausencia de lengua, el frente biselado y los afloramientos de cenizas en su frente denotan su reciente retroceso, aunque se localiza en el umbral de la ELA actual, ubicada en altitudes muy variables en el archipiélago, entre 100 y 350 m (Braun y Gossmann, 2002), y establecido para el cercano glaciar de domo de Hurd en 200-250 m (Furdada, 1999; Ximenis *et al.* 1999, 2000).

– *Morrenas recientes*: circundando el glaciar blanco y separado del frente una centena de metros, se localiza la morrena frontal arqueada, caracterizada por la textura de bloques con profusión de finos, procedentes de las cenizas. Estas morrenas se han atribuido al avance glaciar de la Pequeña Edad del Hielo (Martínez de Pisón *et al.*, 1991), y están muy bien conservadas, con una fuerte pendiente hacia el interior y menor hacia el exterior, donde se producen movimientos de flujo y deslizamientos en masa hacia el glaciar rocoso. Sobre ellas se ha realizado un sondeo geoelectrónico (SEV6) que muestra un depósito de 40 cm de espesor de baja resistividad (200 m), interpretado como un depósito de gruesos, que reposa sobre un nivel de una moderadamente elevada resistividad (10.000 m), interpretado como un cuerpo helado en el depósito morrénico.

– *Laderas*: el circo y valle glaciar presenta las laderas tapizadas por derrubios. En altitudes superiores a los 60-70 m dominan las formas de flujo, grandes derrubios afectados por flujo en la ladera orientada al sur, y estas mismas formas junto a lóbulos de piedras gelifluidales en la septentrional, que enlazan con las crestas mediante derrubios gravitacionales. En altitudes más bajas los depósitos gravitacionales alcanzan el fondo del valle con formas fluidales de pie de ladera que denotan la existencia de derrubios congelados esporádicamente.

– *Cubeta de erosión colmatada*: Al frente del glaciar rocoso, a 18 m s.n.m., se ubica un amplio replano constituido por un depósito de finos, cenizas y lapillis retrabajados por el agua, principalmente procedentes de las laderas y del glaciar rocoso. El surco frontal principal aporta un pequeño cono de deyección de finos sobre el rellano. Sobre este nivel se ha realizado un sondeo geoelectrónico

(SEV1) que no registra la presencia de permafrost. Presenta un metro de sedimento fino (1.000-1.700 m), un depósito de menor resistividad (100-300 m), materiales más finos o un incremento de la humedad y por debajo una formación sedimentaria de resistividad media (4.500 m) de 14 metros.

– *Terrazas marinas altas*: Sobre esta depresión se localizan dos terrazas marinas a altitudes de 18 y 20-25 m respectivamente, caracterizadas por la presencia de bloques y cantos redondeados, con formaciones sedimentarias de poco espesor. Sobre el nivel de 18 metros, la terraza más representativa, se ha elaborado la depresión descrita en el punto anterior. El rellano de 20-25 m no es más que un retazo de una terraza marina adosado al interfluvio meridional del valle.

– *Playas levantadas*: Por debajo del nivel de 18 metros un fuerte talud enlaza con el complejo de playas levantadas holocenas, formado por la berma actual y tres niveles más altos. En las playas levantadas se ha realizado un sondeo (SEV2) en el que se han detectado tres cuerpos: Nivel superior de 2,5 metros (1.000 m), un depósito de gruesos de 6 m de espesor (270 m), y a 8,5 metros de profundidad el nivel frático marino, caracterizado por la baja resistividad (4 m).

4. El glaciar rocoso: Morfología y estructura interna

El glaciar rocoso se orienta al sur, conformando una lengua simple de 470 m de longitud con una anchura de 360 metros (Tabla 1, Figura 4). Posee, pues, un tamaño medio y desciende hasta los 18 m.s.n.m. reposando sobre la terraza de origen marino de esa altitud. La raíz asciende hasta los 100-110 m, y enlaza con las morrenas frontales del pequeño glaciar de circo.

Posee un relieve superficial bien desarrollado y se pueden distinguir tres sectores morfológicos:

– *Sector frontal*: sucesión de arcos y surcos y un potente talud frontal de altura entre 15 y 20 metros. El talud es muy inestable, con porciones de máxima pendiente en la zona inferior que le confieren perfiles convexos. La pendiente del frente es de 42-45° en la porción meridional, de 38° en la central y de 46° en la occidental. La forma y textura del talud denota su activa dinámica, aunque está atravesado por grietas funcionales, surcos erosivos y huellas de

fusión. En superficie presenta una textura de finos en los surcos, con grietas de distensión, hoyos de fusión, surcos y fuentes supraglaciares, que denotan el dinamismo y la inestabilidad del conjunto. En los arcos dominan los gruesos con estructura cerrada y presencia de bloques de tamaños métricos. La textura general es terrosa con bloques y los arcos están colonizados por líquenes en su porción superior. El frente denota una dinámica muy activa, donde se complementan los esfuerzos compresivos generales

con la distensión puntual de las zonas distales, principalmente en su sector occidental, y esfuerzos gravitatorios allí donde la forma presenta mayor convexidad. El sondeo eléctrico (SEV 3) ha mostrado la existencia de un nivel de baja resistividad (400 m), 2 metros de material con profusión de finos, que reposa sobre una capa de elevada resistividad (150.000 m) interpretada como un cuerpo helado de 2 metros de espesor, y asentada sobre materiales de muy baja resistividad (0-300 m).

Tabla 1. Características morfológicas del glaciar rocoso de Hurd.
 Table 1. Geomorphological characteristics of Hurd rock glacier.

Coordenadas	Tamaño (m)		Frente		Altitud		Orientación (m.s.n.m.)	Tipo	Forma
	Longitud	Anchura	Desnivel	Pendiente	Frente	Raíz			
60° 22'W/ 62° 44'S	470	360	15-20 m	45°	18	110	S	derrubios	lengua



Tabla 2. Resultados de los sondeos eléctricos de la Caleta del Glaciar Rocosó (península Hurd).
 Table 2. Results of electric sounding in Caleta del Glaciar Rocosó (Hurd Peninsula).

SEV	1 (m)	h1 (m)	2 (m)	h2 (m)	3 (m)	h3 (m)	4 (m)	ALTITUD (m.s.n.m.)	OBSERVACIONES
GR6	200	0,4	10.000	–	–	–	–	75	Permafrost
GR5	900	1	60.000	1,5	0-170	–	–	60	Permafrost
GR4	900	3	120.000	2	0-50	–	–	50	Permafrost
GR3	400	2	150.000	2	0-300	–	–	30	Permafrost
GR1	1.000-1.700	1	100-300	0,5	4.500	14	2.000	18	No permafrost
GR2	1.000	2,5	270	6	4	–	–	1,5	No permafrost

h1, h2 y h3 corresponden al espesor de la capa en metros

– *Sector central*: presenta surcos longitudinales de varios metros de profundidad (1-3 m) y un surco erosivo con circulación hídrica procedente del glaciar y las depresiones circulares. En superficie se desarrollan círculos de piedras y suelos ordenados que denotan una dinámica propia en la capa activa. La textura superficial es terrosa con bloques, cantos y lajas en las zonas elevadas y de finos en los surcos y hay signos de esfuerzos distensivos en el cuerpo del glaciar rocoso. El sondeo eléctrico (SEV) realizado en este sector muestra un cuerpo de materiales de resistividad media (900 m), cobertura de finos de tres metros de espesor que reposa sobre una capa de 2 metros con una elevada resistividad (120.000 m), interpretada como un cuerpo helado. Por debajo, un nuevo estrato con baja resistividad (0-150) señala un posible nivel saturado en agua.

– *Sector de la ratz*: presenta una textura caótica con bloques de grandes dimensiones en estructura abierta y surcos que enlazan con la morrena frontal del glaciar, que incorpora paulatinamente los materiales morrénicos al complejo fluidal. El sondeo eléctrico vertical (SEV 6) ha permitido interpretar la existencia de un cuerpo helado (60.000 m) bajo un metro de sedimentos finos no helados (900 m). La masa helada presenta un espesor de 1,5 metros, que reposaría de nuevo sobre un nivel de muy baja resistividad (0-170 m).

El glaciar rocoso Hurd es del tipo de derrubios que incorpora porciones de materiales glaciares. Los resultados obtenidos de los sondeos eléctricos verticales (Tabla 2 y Figura 4), han permitido confirmar la existencia y continuidad de un cuerpo helado de aproximadamente 2 metros de espesor con una cobertura de clastos que se incrementa notablemente en el sector central para disminuir hacia las porciones distales y radicales. Todo ello

reposa sobre un nivel inferior posiblemente saturado en agua. En la zona frontal la morfología indica la inestabilidad del cuerpo helado, con surcos más profundos de 2-3 metros y depresiones de fusión que indican cambios recientes en el cuerpo helado. El comportamiento impermeable del permafrost obliga a las aguas de fusión proglaciar a circular en superficie hasta los sectores frontales, con circulación hídrica supraglaciar que genera profundos surcos erosivos. Las aguas presentan temperaturas de 0,6°C en el frente, si bien por su coincidencia con las temperaturas de fusión glaciar se ha desestimado su utilización como indicador del cuerpo helado, que se confirma con la información geofísica.

5. Morfodinámica de la caleta y del glaciar rocoso

Se ha descrito la secuencia morfogenética existente en el circo y las playas holocenas. La sucesión de formas y procesos desde las crestas hasta el mar (Figura 5), refleja el modelo de transferencia de sedimentos en medios periglaciares, en interferencia con el glaciario en áreas predominantemente libres de hielo. Podemos identificar tres ámbitos morfodinámicos distintos:

– *Cabecera*: la presencia del hielo, en forma de permafrost y hielo glaciar, es el principal responsable de la transferencia de derrubios. En la parte alta del circo el proceso que genera la mayoría de los derrubios es la gelifracción, que actuando sobre las crestas constituidas por la Formación Miers Bluff, aportan una gran cantidad de sedimentos a las laderas y al glaciar. Su funcionamiento denota una sucesión de ciclos de hielo deshielo estivales muy efectivos. El pequeño glaciar residual aporta en la actualidad, mediante su frente biselado, materiales

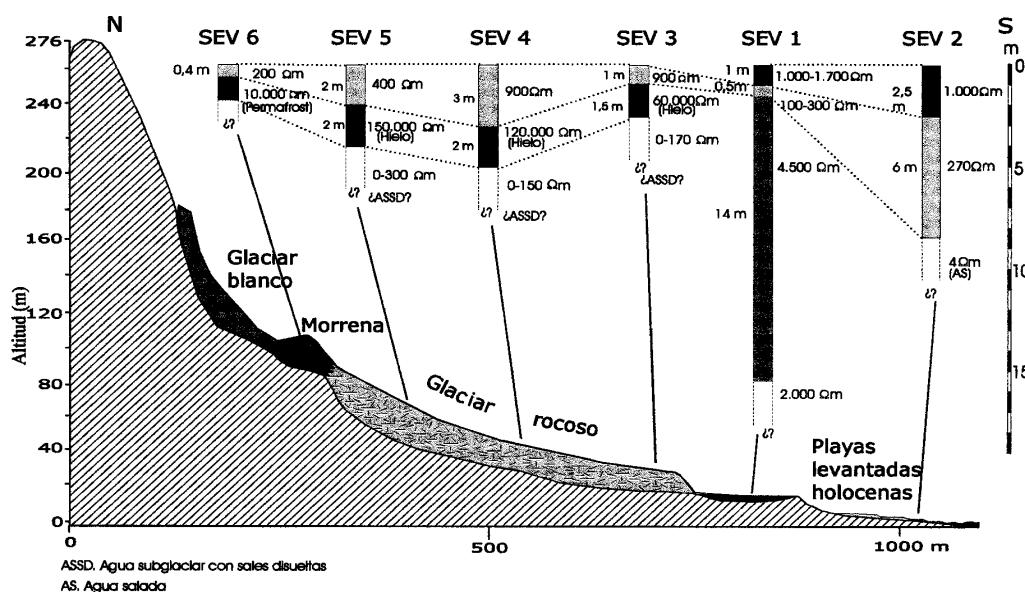


Figura 5. Perfil geomorfológico, interpretación y correlación de los SEV en la Caleta del Glaciar Rocosó. Situación de los SEV indicada en la figura 2.
 Figure 5. Geomorphological profile, interpretation and correlation of VES on Caleta de Glaciar Rocosó. The location of VES is indicated in figure 2.

de caída de las paredes circundantes y cenizas volcánicas intercaladas en sus estratos medios, que se acumulan en las morrenas de la Pequeña Edad del Hielo. Estas morrenas, generadas durante el último avance glacial aportan materiales al glaciar rocoso, que sería preexistente al último avance (Serrano y López-Martínez, 2000), y por tanto se adscribiría al periodo de deglaciación holoceno.

En las laderas los movimientos en masa son los dominantes, en la vertiente oeste-suroeste dominan los derrubios afectados por flujo, que interfieren con las morrenas y con las pedreras en las zonas inferiores y constituye un efectivo mecanismo de transferencia de derrubios. Se sitúan fuera del complejo morrénico, y en interferencia con el mismo, por lo que supone un proceso funcional durante al menos los últimos 4.000-6.000 años, momento en el que se inicia la deglaciación de los espacios libres de hielo en el archipiélago (Mausbacher *et al.*, 1992; Bjork *et al.*, 1996). En las laderas orientadas al nordeste se registran derrubios afectados por flujo en altura, mientras en cotas más bajas, entre 70-150 m, se desarrollan lóbulos de derrubios. Las formas, los procesos geomorfológicos y los sondeos eléctricos denotan que se ubica en el dominio del permafrost continuo, en fuertes pendientes y una capa activa que refleja los movimientos gravitacio-

nales y fluidales, donde la acumulación de nieve y el espesor de la capa activa determinan la génesis y transferencia inicial de los derrubios.

– *Fondo de valle.* El valle en su zona inferior está ocupado por el glaciar rocoso y los derrubios afectados por flujo, principales agentes de transferencia de sedimentos de los materiales aportados por el glaciar y los derrubios de ladera. Esta masa se alarga hasta los 18 metros de altitud, donde los materiales más finos, fundamentalmente las cenizas volcánicas aportadas por el volcanismo y desde el glaciar, son redistribuidas por procesos glaciotorrencales en los márgenes y frente del glaciar rocoso. Las laderas desconectadas del glaciar rocoso presentan procesos predominantemente gravitacionales, con formas de flujo de pie de ladera que acumulan grandes masas de derrubios sobre la plataforma inferior. Esta es la zona de permafrost discontinuo, pues no existe en los márgenes del glaciar rocoso, sólo en las laderas y el glaciar rocoso. Es un ámbito donde domina la acumulación de derrubios, con un transporte lento de los gruesos y rápido de los finos.

– *Zona baja, plataformas con incisiones torrenticiales.* La plataforma de 18 metros y los niveles de playas holocenas funcionan como receptores de sedimentos, que se acumulan en la plataforma superior, con mecanismos de relleno -frente del glaciar rocoso,

acumulaciones de pie de ladera, relleno de cubeta erosiva-. La ausencia de permafrost sobre la plataforma de 18 metros, pero la presencia sobre la misma de flujos de pie de ladera que denotan la presencia de cuerpos helados, indican que es un ámbito de permafrost discontinuo, en un dominio libre de éste y morfológicamente poco activo. Son los procesos torrenciales y glaciotorrenciales los mecanismos dominantes en la transferencia de sedimentos, actuando sobre las fracciones más finas, exportadas hacia las playas holocenas y el mar. En los escarpes de las zonas inferiores dominan los procesos solifluidales, con transferencias de pequeño rango que no se incorporan al sistema procedente de las partes altas.

En el valle se observan diferentes mecanismos en función de la orientación. En las laderas orientadas al sur, el glaciario es el mecanismo principal. La mayor parte de los derrubios se han emplazado en el fondo del valle y el glaciar rocoso durante las últimas centenas de años, asociado a la última pulsación, atribuible a la Pequeña Edad del Hielo, y al posterior retroceso glaciario. Respecto a las laderas, se observa cómo las suroccidentales están sometidas a una intensa morfológica periglaciaria, mientras la oriental es muy activa por encima de 150 m, donde alimenta directamente al glaciar rocoso, pero es menos dinámica por debajo de esta cota. Los mecanismos que dirigen la transferencia de sedimentos de las laderas son, en primer lugar, la altitud, que condiciona la existencia de permafrost continuo, con intromisiones hacia las zonas más bajas, como son los derrubios afectados por flujo ubicados a 30-50 metros en la porción occidental; y en segundo lugar la orientación, con glaciares en orientaciones meridionales y mecanismos fluidales con núcleo de hielo en las laderas orientadas al noreste.

La transferencia de sedimentos en la porción media de las laderas está dirigida por el glaciar rocoso, que se muestra parcialmente activo como señalan las grietas, hoyos de fusión y corrientes supraglaciares, por lo que en la actualidad el trasvase de sedimentos se realiza a menor velocidad que en el pasado reciente (Holoceno final y Pequeña Edad de Hielo). Tanto el glaciar rocoso como los depósitos de pie de ladera funcionan como zonas de acumulación, donde la exportación de sedimentos a partir de este nivel es selectiva, sólo los finos son transferidos al mar. Los procesos erosivos y acumulativos afectan a las zonas inferiores, con pequeños conos de deyección sobre la plataforma superior y sobre los niveles de playas bajas.

En conjunto se observa como los aportes al mar son escasos en este sector de Bahía Falsa, donde las

aportaciones principales son los frentes de los glaciares Huntress, Hurd y Charity. La transferencia de sedimentos periglaciares mediante energéticos movimientos en masa se detiene por encima de los 20 metros, donde el dominio periglaciario presenta toda su expresividad, con acumulaciones de grandes masas de derrubios y dominio del permafrost continuo o discontinuo, mientras que hacia cotas más bajas y al mar son transferidos unos pocos materiales, mediante procesos predominantemente torrenciales y fluvionivales.

5.1. Un sistema de derrubios glaciares con flujo distal

La secuencia morfológica descrita constituye un mecanismo de transferencia de derrubios muy eficaz en laderas y fondos de valles con fuertes desniveles, y representa un sistema de transición entre los medios glaciares y periglaciares, por lo que se genera en circos con heleros residuales y restos morrénicos frontales. Apartir de éstos y en ambientes con permafrost continuo, se producen desplazamientos en masa del cuerpo helado, así como aportaciones por movimientos en masa y erosión superficial en una dinámica de laderas que origina el glaciar rocoso y permite la transferencia de los materiales ladera o valle abajo. Es este un proceso habitual y contrastado por diferentes autores en ambientes glaciados de altas latitudes en Escandinavia (Vere y Mathews, 1985; Whalley y Martin, 1992), el ártico (Johnson, 1987; Humlum, 1997) y la Antártida marítima (Serrano *et al.*, 2002). En este caso alterna con otros sistemas de transferencia de derrubios en laderas y plataformas de las zonas libres de hielo de las islas Shetland del Sur, ligado o no a la presencia de permafrost (Serrano *et al.*, 1996, 2002).

La escorrentía superficial y subsuperficial del glaciar rocoso, procedente de la fusión nival y glaciario, es capaz de transportar los materiales más finos, arcillas y limos generados por el glaciar, y las cenizas y lapillis depositados por la actividad volcánica de la isla Decepción. El flujo de cuerpo helado alcanza un desarrollo suficiente para originar arcos y surcos de flujo, con el característico escarpe frontal que reincorpora los finos al transporte de la escorrentía superficial y subsuperficial, y pasan a las formaciones superficiales proglaciares. Se generan en esta zona saturaciones parciales y movimientos en masa, con geliflucción laminar y en lóbulos donde existe suficiente pendiente, con mantos de clastos superficiales

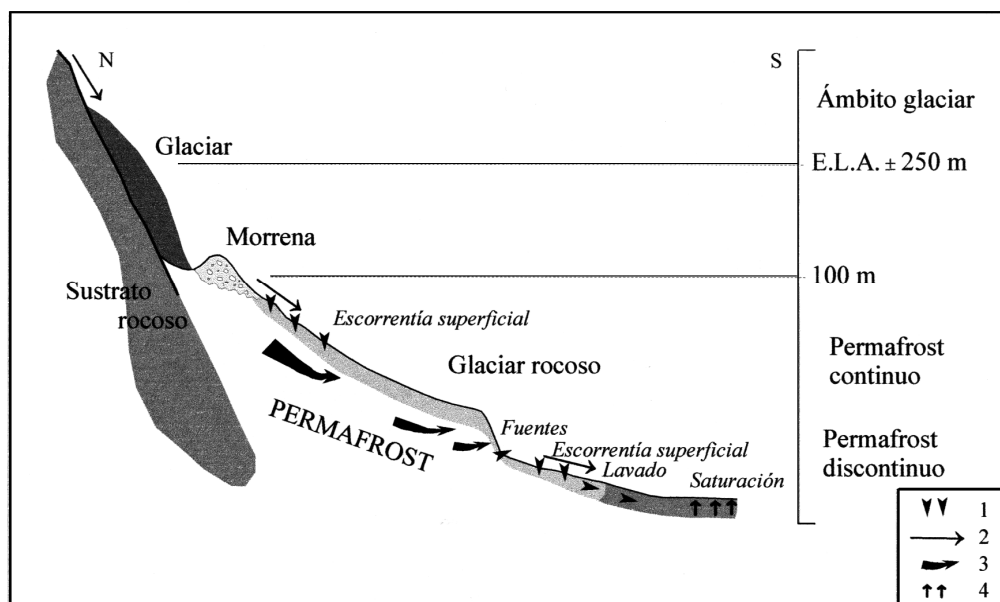


Figura 6. Esquema teórico del sistema de derrubios glaciares con flujo distal en la Caleta del Glaciar Rocos. 1, infiltración y flujo hídrico. 2, transporte de derrubios superficial. 3, flujo de cuerpo helado. 4, flujos ascendentes.
 Figure 6. Theoretical sketch of glacier debris with distal flow system on Caleta del Glaciar Rocos. 1, infiltration and water flow. 2, surficial debris transport. 3, frozen ground flow. 4, flow up.

en las zonas llanas. La porción frontal se localiza en la zona de permafrost discontinuo. Por debajo, las acumulaciones de finos en zonas saturadas o con drenajes subsuperficiales enlazan con dinámicas geomorfológicas torrenciales o marinas (Figura 6).

Es, pues, un eficaz sistema de transferencia de derrubios en el que enlazan los sistemas morfodinámico glaciar, periglacial y torrencial para exportar los sedimentos desde las laderas a los fondos de valle y hacia el mar, dada la proximidad de este en todas las zonas estudiadas, a donde llegan prioritariamente las fracciones más finas transferidas desde las laderas. Es un modo de funcionamiento propio de medios de transición desde el glaciar, con una acusada dinámica cata-glaciar en sus fases finales, hacia el periglacial, definido por el permafrost y los procesos gelifluidales, asociados tanto al cuerpo helado como a la capa activa. Este sistema de transferencia de derrubios constituye un modelo ampliamente difundido en los ambientes periglaciares de montaña, que ha sido definido anteriormente en ambientes áridos (Francou, 1988; Barsch, 1988), templados (Haeberli, 1985; Francou, 1988; Barsch, 1988; 1996) y árticos (Humlum, 1982, 1997; Johnson, 1987). En las islas Shetland del Sur encuentra una representación moderada, aunque des-

tacable por su significado geoecológico, presente en los glaciares rocosos de Hurd, Mackay, Renier y Loggia Corrie (Serrano y López-Martínez, 1999).

6. Conclusiones

El glaciar rocoso de Hurd es un glaciar rocoso activo en lengua, que presenta un frente activo con afloramiento de finos de 38°-46° de pendiente, surcos y arcos bien conservados y un cuerpo helado de unos 2 metros de espesor que reposa sobre una capa posiblemente saturada en agua y con una cobertera de clastos sin congelar que se incrementa desde la raíz hacia el centro, donde adquiere el máximo espesor, para adelgazarse en el frente. La superficie muestra indicios de inestabilidad en el cuerpo helado, hoyos de fusión, surcos erosivos y grietas en el frente, que denota un desequilibrio del permafrost en la zona baja respecto a las condiciones ambientales actuales y una atenuación de la dinámica del glaciar rocoso.

Desde el punto de vista morfogenético es un glaciar rocoso de derrubios glaciares, alimentado desde el glaciar por los materiales de la morrena frontal, aunque posiblemente el glaciar rocoso puede ser

previo a la elaboración del complejo morrénico frontal de la Pequeña Edad del Hielo. La raíz se ubica en la zona de permafrost continuo, como indican las formas y procesos de su entorno y el cuerpo helado de las morrenas frontales de la Pequeña Edad del Hielo, que se incorpora por flujo al sistema periglacial. Se inscribe, pues, en la dinámica genética periglacial a partir de los materiales depositados en el frente del glaciar en la zona de permafrost continuo. El cuerpo desciende 80 metros, situando el frente en el ámbito de permafrost discontinuo, reposando sobre la terraza de 18 m, carente de permafrost allí donde no hay aportes de ladera.

El glaciar rocoso es un elemento del sistema morfodinámico de derrubios glaciares con flujo distal de la Antártida marítima, propio de ámbitos de transición entre medios glaciares con una acusada dinámica cataglacial y medios periglaciares en ambientes de permafrost continuo. En este ambiente de transición, el glaciar rocoso constituye una forma característica de los medios periglaciares en relación con los derrubios afectados por flujo y con los lóbulos de derrubios de las laderas. Como proceso activo, juega un papel en la exportación de gruesos y finos en el fondo de valle, que con una pendiente media de 10-11°, retiene los gruesos y canaliza los finos hacia el mar, en una labor selectiva en la transferencia de derrubios desde las paredes, crestas, cumbres y el glaciar hasta la costa.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos ANT98-0225 y REN2001-0643 del Plan Nacional de I+D.

Referencias bibliográficas

- Barnes, D.F. (1965). Geophysical methods for delineating permafrost. *Proceeding Permafrost International Conference NAS-NRC*, Washington, 349-355.
- Barsch, D. (1978). Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. *Proceeding Third International Conference on Permafrost*, Edmonton, 1, 349-352.
- Barsch, D. (1996). *Rock glaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environment*. Springer Verlag, Heidelberg.
- Barsch, D., Blümel, W.D., Flügel, W.A., Mausbacher, R., Stabléin, G. & Zick, W. (1985). Untersuchungen zum Periglacial auf der König-Georg-Insel, Südshetlandinseln, Antarktika. *Ber Polarforsch*, 24, 1-75.
- Bergamín, J.F., Durán, J.J., González Casado, M. & López-Martínez, J. (1997). Morfología y estructura del basamento precuaternario de la Caleta española, Península Hurd, Isla Livingston. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Secc. Geol.)*, 93 (1-4), 189-196.
- Birkenmajer, K. (1978). Lichenometric dating of glacier retreat at Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Island, west Antarctica). *Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences*, 27, 1-2, 77-85.
- Birkenmajer, K. (1981). Lichenometric dating of raised marine beaches in Admiralty bay, King George Island (South Shetland Islands, west Antarctica). *Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences*, Serie Sciences de la Terre, 29, 2, 119-127.
- Birnie, R.V. & Thom, G. (1982). Preliminary observations on two rock glaciers in South Georgia, Falkland Island Dependencies. *Journal of Glaciology*, 28, 99, 377-386.
- Bockheim, J.G. (1995). Permafrost distribution in the Southern Circumpolar region and its relation to the environment: a review and recommendations for further research. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, 27-45.
- Braun, M. & Grossmann, H. (2002). Glacial Changes in the areas of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, Maritime Antarctica. En: L.Beyer & M. Bölter (eds.). *Geocology of Antarctic Ice-Free Coastal Landscape*. Springer Verlag, Heilderberg, 75-89.
- Evin, M. (1992). Prospection géophysique sur les glaciers rocheux. *IPA workshop on Mountain Permafrost*, Interlaken.
- Evin, M. & Fabré, D. (1990). The distribution of permafrost in rock glaciers of the Southern Alps (France). *Geomorphology*, 3, 57-71.
- Fisch, W. & Haerberli, W. (1977). Electrical D.C. Resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 13, 1-2, 239-260.
- Francou, B. (1988). *L'Ebouilisation en Haute Montagne*. Thèse d'Etat, Editec. Grenoble.
- Furdada, G.; Pourchet, M; & Vilaplana, J.M. (1999). Study of Johnson Glacier (Livingston Island, Antarctica) by means of shallow ice cores and their tephra and by analysis of ¹³⁷Cs content. *Acta Geológica Hispánica*, 34-4, 391-402.
- Guglielmin, M., Biasini, A., Dramis, F. & Smiraglia, C. (1997). Detection of permafrost and buried ice free areas of the northern Victoria Land (Antarctica) with the Vertical Electric Sounding (VES). En Ricci, C.A. (Ed.). *The Antarctic region: geological evolution and processes*, Terra Antarctica Publications, Siena, 965-971.
- Guglielmin, M., Biasini, A., Dramis, F. & Smiraglia, C. (1997). The contributions of geoelectrical investigations in the analysis of periglacial and glacial landforms in ice free areas of the northern foothills (northern Victoria land, Antarctica). *Geografiska Annaler*, 79A1-2, 17-24.
- Guglielmin, M., Lozej, A. & Tellini, C. (1994). Permafrost distribution and rock glaciers in the Livingo Area (northern Italy). *Permafrost and Periglacial Processes*, 5, 1-12.

- Haeblerli, W. (1985). *Creep of Mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mitt. Versuchsanstalt Wasserbau Hydrologie und Glaziologie. ETH Zurich n° 77.
- Harris, S.A. (1986). *The permafrost environment*. Croom Helm, Londres.
- Hassinger, V.M. & Mayewsky, P.A. (1983). Morphology and dynamics of rock glaciers in Southern Victoria land, Antarctica. *Arctic and Alpine Research*, 15, 351-368.
- Hauck, C. (2001). *Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains*. Mitt. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie. ETH Zurich n° 171.
- Hauck, C.; Guglielmin, M.; Isaksen, K. & Vonder Mühl, D. (2001). Applicability of frequency-domain and time-domain electromagnetic methods for mountain permafrost studies. *Periglacial and Permafrost Processes*, 12-1, 39-52.
- Humlun, O. (1982). Rock glaciers types on Dysko, Central west Greenland. *Geografisk Tidsskrift*, 82, 59-66.
- Humlun, O. (1997). Rock glaciers observations in Groenlandia. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria, Abstracts Fourth International Conference on Geomorphology*. Suplementi III, t-1, Bologna, 210.
- Hyoung-Soo, K., Sang Heon, N. & Yeadong, K. (1996). Geophysical surveys for mapping shallow permafrost on King George Island, Antarctica. *Korean Journal Research*, 7 (1-2), 110-111.
- Iribarren, M. & Carranza, J. (1990). Resistividad eléctrica del suelo en la Isla Rey Jorge. Antártica. *Serie científica de INACH*, 40, 95-100.
- Johnson, P.G. (1987). "Rock glacier: glacier debris systems of high-magnitude low-frequency flows?". In Giardino, J.R., Shroder, J.F. & Vitek, J.D. (eds.), *Rock Glaciers*, Allen and Unwin, London, 175-192.
- 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.
- López-Martínez, J., Martínez de Pisón, E. & Arche, A. (1992a). Geomorphology of Hurd Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. In Yoshida, Y.; Kaminuma, K. & Shiraiishi, K.(eds.). *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Terrapub, Tokio, 751-756.
- López-Martínez, J., Vilaplana, J.M., Martínez de Pisón, E., Calvet, J., Arche, A., Serrat, D. & Pallás, R. (1992b). Geomorphology of selected areas in Livingstone Island, South Shetland Islands. En López-Martínez, J. (ed.) *Geología de la Antártida Occidental*, III Congreso Geológico de España, Simposios, T-III. Salamanca, 271-282.
- Lundqvist, J., Lilliesköld, M. & Östmark K. (1995). Glacial and periglacial deposits of Tumbledown Cliffs area, James Ross Island, West Antarctic. *Geomorphology*, 11, 205-214.
- Martínez de Pisón, E., López-Martínez, J. & Arche, A. (1991). Formas y depósitos de la zona de Johnsons Dock. Mapa geomorfológico. Isla Livingston, Shetland del Sur, Antártida. *Ería*, 24-25, 39-45.
- Mayewsky P.A., & Hassinger, J. (1980). Characteristics and significance of rock glaciers in Southern Victoria Land, Antarctica. *Antarctic Journal U.S.* 15, 68-69
- Pallás, R., Vilaplana, J.M. & Sábát, F. (1995). Geomorphological and neotectonic features of Hurd Peninsula, Livingston Island, South Shetland Island. *Antarctic Science*, 7, 396-406.
- Qingsong, Z. (1989). A comparison of periglacial landforms between the Vestfold Hills, East Antarctica and the Fildes Peninsula of King George Island, west Antarctica. *Proceedings International Symposium on Antarctic Research*, Chinese Committee on Antarctic Research, Chinese Ocean Press, Beijing, 74-81.
- Scott, W.J., Sellmann, P.V. & Hunters, J.A. (1990). Geophysics in the study of permafrost. En Ward (ed.). *Geotechnical and environmental geophysics*. Investigations in geophysics n°5, vol I. Society of Exploration Geophysicist, 355-384.
- Serrano, E., Martínez de Pisón, E. & López-Martínez, J. (1996). Periglacial and nival landforms and deposits. In López-Martínez, J.; Thomson, M.R.A.; Martínez de Pisón, E. and Others. *Geomorphological map of Byers Peninsula, Livingston Island*. BAS GEOMAP Series, Sheet 5-A, 1:25.000, with supplementary text. Cambridge, British Antarctic Survey, 28-34.
- Serrano, E. & López-Martínez, J. (1998). Caracterización y distribución de las formas y los procesos periglaciares en las Islas Shetland del Sur (Antártida). Gómez A.; Salvador, F., Schulte, L. & García, A.(eds.). *Procesos biofísicos actuales en medios fríos. Estudios recientes*. Universidad de Barcelona, Barcelona, 181-204.
- Serrano E. & López-Martínez J. (2000). Rock glaciers in the South Shetland Islands, Western Antarctica. *Geomorphology*, 35, 145-162.
- Serrano, E., Gumiel, P., Giner, J. & López-Martínez, J. (2002). Morfodinámica de laderas en las Islas Shetland del Sur (Antártida marítima). En, Serrano, E. & García, A.(eds.). *Periglacialismo en montaña y altas latitudes*. Dpto. Geografía, Universidad de Valladolid, Valladolid, 231-256.
- Vere, D. & Mathews, J.A. (1985). Glacier formation from a lateral moraine at Bukeholsbreen, Jottunheimen, Norway: a sedimentological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29, 397-415.
- Vonder Mühl, D.; Hauck, H.; Gubler, H.; McDonald, R. & Russill, N. (2001). New geophysical methods of investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special reference to radiometry techniques. *Periglacial and Permafrost Processes*, 12-1, 27-38.
- Whalley, W.B. & Martin H.E. (1992). Rock glaciers: II. Models and mechanisms. *Progress in Physical Geography*, 16, 2, 127-186.
- Ximenis, L.; Calvet, J.; Enrique, J.; Corbera, J.; Fernández de Gamboa, C. & Furdada, G. (1999). The measurement of ice velocity, mass balance and thinning-rate on Johnsons Glacier, Livingston Island, South Shetland Island, Antarctica. *Acta Geológica Hispánica*, 34-4, 403-410.
- Ximenis, L.; Calvet, J.; García, D.; Casas, J.M. & Sábát, F. (2000). Folding in the Johnsons Glacier, Livingston Island, Antarctica. En A. J. Maltman, B. Hubbard & M.J. Hambrey (eds.). *Deformation of glacial materials*. Geological Society, Londres, 147-157.

Recibido el 27 de marzo de 2003

Aceptado el 24 de julio de 2003