

DIFERENCIAS MECÁNICAS E HÍDRICAS DEL PERMAFROST EN GLACIARES DE ROCAS GLACIGÉNICOS Y CRIOGÉNICOS, OBTENIDAS DE DATOS SÍSMICOS EN EL TAPADO, CHILE

Juan Pablo MILANA¹ y Arturo GÜELL²

¹ CONICET e InGeo - Universidad Nacional de San Juan, Av. Ignacio de la Roza y Meglioli, 5401, Rivadavia, San Juan. Email: jpmilana@hotmail.com

² Departamento de Geofísica - Universidad Nacional de San Juan, Av. Ignacio de la Roza y Meglioli, 5401, Rivadavia, San Juan.

RESUMEN

Los glaciares de rocas son importantes reservas hídricas permanentes en las cuencas de drenaje de alta montaña en zonas áridas. En este estudio se muestran los resultados de la sísmica de refracción aplicada a dos glaciares de rocas adyacentes pertenecientes al sistema de glaciares de El Tapado, en la cuenca del Elquí, Chile. Un glaciar de rocas, denominado glaciogénico proviene de la transformación de un glaciar cubierto que muestra un núcleo de hielo masivo producto de su génesis a partir de un glaciar convencional. El otro glaciar de rocas es más pequeño y es originado en un circo con alimentación debida a avalanchas de nieve y roca, por lo que se interpretó como de tipo criogénico. Las diferencias genéticas de ambos glaciares no se reflejan en disímiles estructuras de las lenguas terminales de ambos glaciares de rocas, pero muestran importantes diferencias en las características internas determinadas por la sísmica de refracción. Estas se resumen en tres aspectos que son: 1) la capa activa del glaciar de rocas criogénico es mucho más espesa que en el glaciogénico (11 m vs. 4 m), 2) La velocidad de las ondas P en el *permafrost* del glaciar de rocas glaciogénico es casi el doble (3146 m/s vs. 1662 m/s) a pesar que la velocidad en la capa activa es casi idéntica (c. 330 m/s), lo que sugiere mucha más concentración de hielo en el *permafrost* del glaciar de rocas glaciogénico y 3) el aumento de velocidad a lo largo de la capa refractada sugiere que la interfase entre capa activa y *permafrost* es gradual en el glaciar de rocas criogénico y abrupta en el glaciogénico. Por otra parte, se detectaron parches de alta velocidad en el glaciogénico de hasta 4200 m/s que en este ambiente sugiere hielo puro. Comparando estos resultados con otros de la región se observa una buena coherencia, indicando que existe una marcada tendencia de los glaciares de rocas glaciogénicos a presentar un *permafrost* mucho más rico en hielo. También se demuestra la utilidad del método sísmico de refracción para estimar proporciones de hielo en el *permafrost* indicando que es una herramienta invaluable no sólo para estudios de reservas hídricas sino también para geotécnicos. Este estudio también sustenta que los glaciares de rocas pueden tener diferentes orígenes (glaciogénicos o criogénicos) a pesar de encontrarse adyacentes y mostrar la misma estructura externa, tema que ha sido debatido numerosas veces.

Palabras clave: *Permafrost, Glaciar de roca, Sísmica de refracción, El Tapado.*

ABSTRACT: *Mechanical and hydrological differences of glaciogenic vs. cryogenic rock-glacier permafrost obtained from refraction seismics, El Tapado Glaciers, Chile.* A series of refraction seismic profiles were carried out along two adjacent rock glaciers belonging to the El Tapado Glacier System. One rock glacier evidently evolved from a debris-covered glacier (massive & stratified glacier ice was observed in the upper reaches) while the smaller one developed at a cirque by accumulation of talus, presumably together with seasonal snow and winter avalanches. Genetic differences between the rock glaciers do not influence their morphological characteristics, however, and only affect the internal characteristics as imaged by refraction seismic. Three main differences were detected as follows: 1) the active layer is much thicker in the cryogenic rock glaciers (11 vs. 4 m) which may be the result of less ice proportion in the ground allowing to a faster growth of the defrosted layer; 2) although P-wave velocity (V_p) across all active layers is quite similar (c. 330 m/s), the permafrost V_p is almost double in the glaciogenic rock glaciers (1662 vs. 3146 m/s) indicating a greater ice concentration in the glaciogenic rock glacier permafrost. In several areas of the glaciogenic rock glacier permafrost V_p equals pure ice V_p (~4200 m/s) suggesting that patches of the original glacier form part of the permafrost. 3) The permafrost/active layer interface is sharp in the glaciogenic rock glacier and more graded in the cryogenic, probably as a result of the more irregular shape of this surface due to the lower proportion of ice in the cryogenic rock glacier. Besides establishing the different genesis of externally similar rock glaciers, refraction seismic studies also allow quantitative estimations of ice proportion in the frozen ground and thus, are very important for hydrological purposes as well as for engineering tasks.

Keywords: *Permafrost, rock glacier, Refraction seismic, El Tapado.*

INTRODUCCIÓN

Existe un creciente interés mundial en el relevamiento de los diferentes tipos de reservas hídricas, y en particular aquellas más vulnerables a los procesos de cambio global como lo son las enmarcadas en cuerpos de hielo -criósfera-. Estas reservas hídricas son muy importantes por el hecho de que raramente se encuentran contaminadas por las actividades humanas. En particular, las zonas áridas e hiperáridas con cuencas hídricas recostadas en las laderas de altas montañas (>4200 m s.n.m.), tienen en los cuerpos de hielo las únicas reservas hídricas de carácter permanente dado que el resto del agua que no es retenida en forma de hielo, escurre o percola rápidamente debido a las altas pendientes de estas zonas y a la ausencia de reservorios hidrogeológicos de mediana a gran envergadura. Las características mencionadas se encuentran justamente en las cuencas hídricas de los Andes Áridos, cuyas reservas hídricas naturales durante los momentos de escasez de nieves estacionales lo constituyen los cuerpos de hielo (Milana 1999).

Debido a la evidente, pero poco conocida importancia de estas reservas hídricas, la Universidad Nacional de San Juan inició un programa de estudios de ellas en ambas pendientes de los Andes áridos. Los objetivos son conocer el volumen (Milana y Maturano 1999, Milana 2005) y su funcionamiento (Croce y Milana 2002a, 2002b, Milana 1999), y también generar una modelización del flujo hídrico emergente (Milana 1999), en la cual se entiendan realmente todos los procesos físicos que están involucrados en el proceso de la generación del caudal de ríos tan complejos como los de los Andes áridos, en donde la escorrentía proviene de diferentes fuentes como la nieve estacional, nieve semipermanente, hielo permanente expuesto, *permafrost* con diferentes proporciones de hielo y lluvias esporádicas de baja altura (Lecomte *et al.* 2007). El proceso de generación de caudales en las partes altas de la cuenca, se ve afectado no sólo por numerosos cambios de fase,

debido al ciclo térmico diario y al anual; sino a la influencia de ciclos climáticos interanuales tales como el del Niño y a otros de mayor período (Vuille y Milana 2007).

Para conocer los procesos formadores de caudal en regiones criogénicas es fundamental evaluar la forma en que las reservas hídricas sólidas se distribuyen en los diferentes tipos de cuerpos de hielo. Uno de los tipos de cuerpos de hielo más importantes en cuencas hídricas áridas de alta montaña, son los glaciares de rocas (Corte 1976, 1980, 1990, Harris y Corte 1992, Gorbunov 1978, Richmond 1986, White 1986, Schrott 1991, 1994, Croce y Milana 2002a). Particularmente, los glaciares de rocas componen arealmente cerca del 54 % de la totalidad de los cuerpos de hielo en la cuenca hídrica del arroyo Agua Negra, que vierte sus aguas hacia el Atlántico (Schrott 1994, Croce y Milana 2002a), y que es vecina a la del Río de la Laguna que brinda sus aguas al Pacífico, a través del río Elqui, en donde la proporción de glaciares de rocas es también mayor a la de otros tipos de cuerpos de hielo. Si bien el contenido de hielo en los glaciares de rocas es menor al de los glaciares tradicionales, su mayor distribución areal en la región los convierte en fundamentales reservas hídricas. Además, muchos de éstos se ubican agua abajo de glaciares descubiertos, por lo que actúan de reguladores naturales del caudal de los anteriores. Lo antedicho, habla de la fundamental importancia de los glaciares de rocas en el ciclo hídrico de cuencas como la del río Jáchal (San Juan) y su colindante al Oeste, la del río Elqui (IV Región de Chile) en cuya cabecera se encuentran los dos glaciares de rocas estudiados en este trabajo (Fig. 1).

Los glaciares de rocas y el *permafrost*

Los glaciares de rocas son sistemas dinámicos bastante complejos en donde los fragmentos de roca (detrito) de dispares tamaños se hallan mezclado en diferentes proporciones con hielo y menormente agua. Básicamente constan de un núcleo

permanentemente congelado (*permafrost*) y una capa que sufre descongelamiento estacional o capa activa, aunque localmente su funcionamiento es más complejo (Croce y Milana 2002a). La mecánica interna de estos cuerpos no se conoce aún en forma completa (Haeberli 1990, Giardino *et al.* 1987, Harris 2004), particularmente en lo que respecta a la forma en que se mueven y sus tasas de movimiento (Mühll y Haeberli 1990, Kääb y Weber 2004, Lambiel y Delaloye 2004, Matsuoka *et al.* 2005). Sin embargo son numerosos los estudios de la dinámica térmica a la que se encuentran sujetos, lo que ha permitido compararlos muy bien con el régimen de suelos permanentemente congelados o *permafrost*. Por ello, en muchos casos se les denomina *permafrost* de montaña (cf. Barsch 1978, Corte 1980, Harris 2004) habiendo también recibido denominaciones locales como glaciares de escombros (Buk 1983, Corte 1990), o también de detritos, prefiriéndose la de glaciario de rocas dado que internacionalmente se los conoce como *rock-glaciers*.

Dado que el objetivo de este trabajo apunta a mostrar metodologías prácticas que permitan separar glaciares de rocas genéticamente diferentes, aunque sean colindantes y externamente similares, queremos destacar sucintamente que existe un notable debate respecto al origen de los glaciares de rocas y a lo que conceptualmente se entiende por *permafrost*, que como se indico anteriormente, conforma el núcleo congelado de los glaciares de rocas. Creemos que el manejo erróneo de la nueva terminología introducida en relación a los glaciares de rocas, puede conducir a importantes daños ambientales, como es el caso de los informes de impacto ambientales de proyectos mineros, por lo que nos referiremos escuetamente a esta problemática.

El concepto de *permafrost* ha cambiado diametralmente en los últimos años. La nueva definición del *permafrost* propuesta por la *International Permafrost Association* (IPA) lo define como suelo frío que permanece por debajo de los 0°C por 2 o

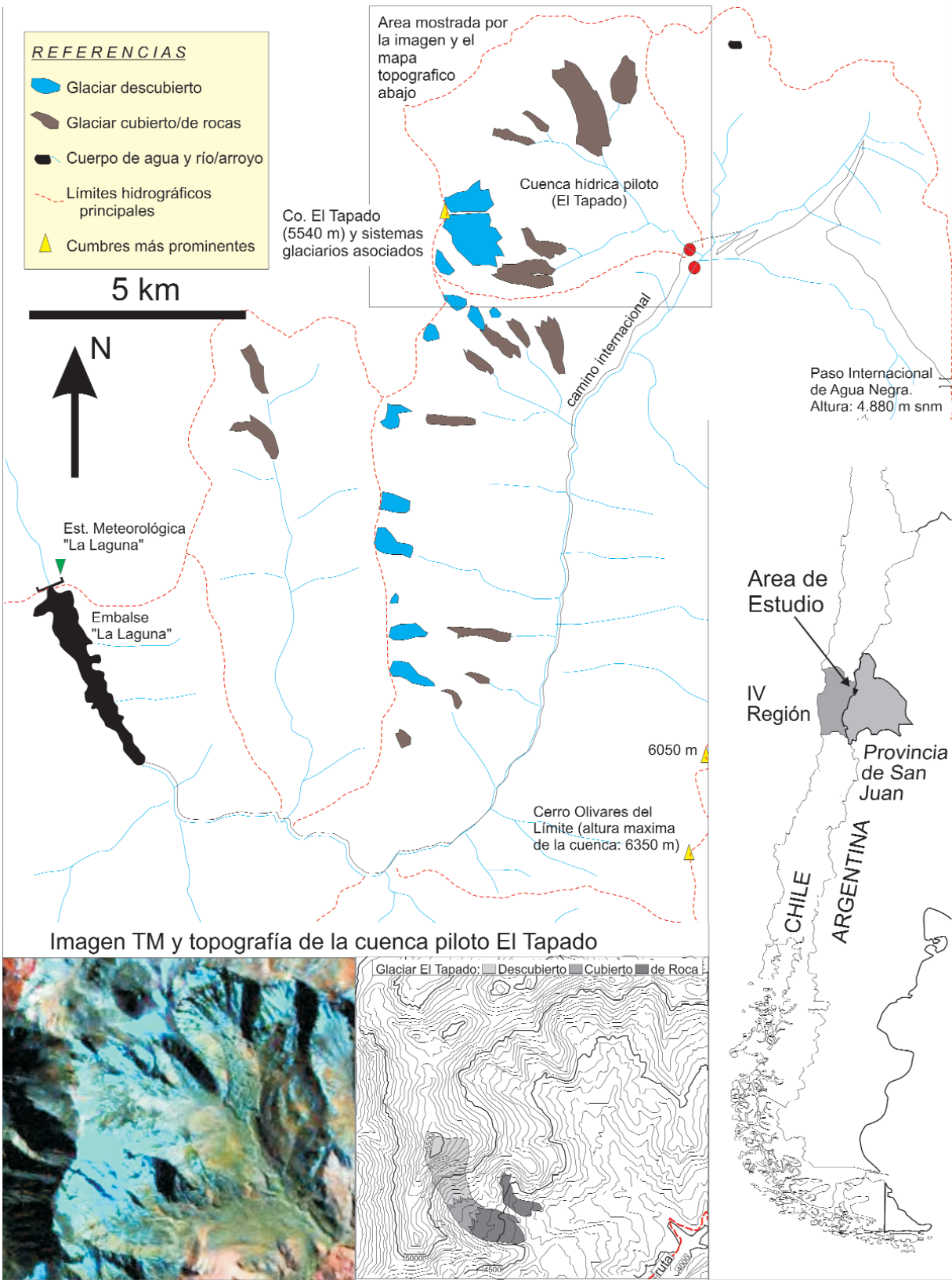


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio y delimitación de la cuenca hídrica de El Tapado en la cual se efectuaron diversos estudios glaciares y de permafrost. En detalle se muestra la imagen satelital y la topografía relacionada a los dos glaciares de rocas descriptos en el texto y la ubicación de los perfiles sísmicos efectuados.

más años consecutivos (van Everdingen 1998). Nótese que si el agua del suelo es salina, el *permafrost* así definido no mostrará señales de hielo. Por ello, según la *International Permafrost Association*, *permafrost* no es sinónimo de suelo congelado sino de "*cryotic ground*", o sea, un suelo que tiende a formar hielo, pero que no lo tiene necesariamente. Acorde a esta definición, se invalidan muchos métodos indirectos de detección de *permafrost* (como los geofísicos, utilizados en este aporte) ya que aprovechan la gran diferencia entre parámetros físicos (mecánicos, eléctricos y electromagnéticos) que existe entre el agua y el hielo. Los métodos geomorfológicos de mapeo de permafrost quedan invalidados, dado que las geoformas asociadas al *permafrost* son exclusivamente asociadas a la presencia de hielo en el suelo. Únicamente la medición directa de la temperatura por un lapso de dos o más años, permite definir la presencia de *permafrost*.

Debido a la impracticidad de esta definición algunos países como Rusia que presenta una de las mayores extensiones de *permafrost* del mundo, continúan considerando que el *permafrost* es suelo congelado perenne, siendo 3 años el periodo mínimo para alcanzar este calificativo. En este trabajo se adopta este criterio, dado que es mucho más práctico y compatible con la aplicación de métodos geofísicos como los utilizados. También es una definición más práctica para estudios hidrológicos, que es uno de los objetivos de esta investigación. Por ello, cuando en este trabajo se menciona *permafrost* implica un suelo con una proporción variable de hielo.

El segundo concepto que esta en debate en el mundo y que es medular para este aporte es referido al origen de los glaciares de rocas. La literatura demuestra que hay numerosas hipótesis sobre el origen de los glaciares de rocas, e inclusive se sugiere que algunos no contienen hielo y que fluyen por las propiedades plásticas del suelo (cf. Johnson 1984). Otras hipótesis sugieren que el hielo del *permafrost* de un glaciar de rocas puede provenir de la

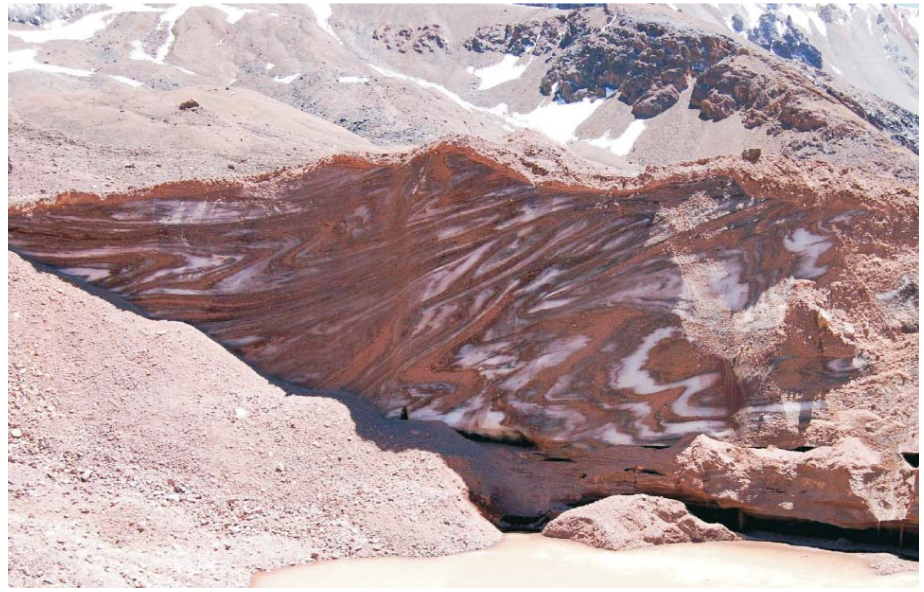


Figura 2: Vista de un corte en el glaciar de rocas El Tapado-g, mostrando la delgada cobertura detrítica y el núcleo de hielo con estratificación alternante de hielo y detrito y una fuerte deformación plástica.

percolación, congelamiento y segregación de hielo formando lentes masivos (Wayne 1981, Giardino *et al.* 1987, Mühlh y Haeberli 1990), aunque difícilmente explique secciones congeladas superando los 20 m de espesor como en los glaciares de rocas locales (Croce y Milana 2006). Sin embargo, la mayoría de los autores coinciden en que el núcleo congelado (*permafrost*) de los glaciares de rocas se origina por dos mecanismos básicos. Así, los glaciares de rocas pueden ser del tipo **criogénicos** o también llamados verdaderos o primarios (Wahrhaftig y Cox 1959, Haeberli, 1985, Barsch 1978, 1996) y que son una forma periglacial ya que implica la deformación interna por fluir pendiente abajo, de un *permafrost* rico en lentes de hielo (suelo congelado).

Estos glaciares de rocas criogénicos suelen formarse localmente por la acumulación de nieve y detrito en forma de avalanchas en pequeños circos, aunque a veces son formados por grandes deslizamientos únicos. De esta forma se genera una acumulación de tipo estratificada en donde se alternan capas más ricas en hielo o en detrito. Cuando las acumulaciones invernales no son significativas, el detrito suele hacer de sostén primario, mientras que el hielo se dispone en forma intersticial. Sin embargo, en años con

balance positivo, es posible que capas de nieve estacional queden enteramente incorporadas en el glaciar de rocas y terminen formando lentes de hielo masivo. La espesa cobertura detrítica sobre el núcleo congelado hace que al abrirse grietas estas sean rellenadas rápidamente y como resultado rara vez se observa el núcleo congelado. Según Barsch (1978) estos glaciares pueden contener hasta 50 a 60 % de hielo intersticial, tal como lo documentan algunas perforaciones efectuadas en glaciares de rocas suizos de este tipo. El segundo tipo de glaciares de rocas son llamados **glacigénicos** o secundarios (Outcalt y Benedict 1965, Corte 1980, Whalley y Martin 1992, Hamilton y Whalley 1995) en los cuales el glaciar de rocas es producto del soterramiento progresivo y subsiguiente deformación de un núcleo de hielo glaciar (Fig. 2a). Generalmente los glaciares de rocas glacigénicos se producen por la transformación aguas abajo de un glaciar descubierto (convencional) que pasa por un estadio intermedio de glaciar cubierto, que es un glaciar que presenta una cobertura de detrito sobre el hielo masivo glaciar (cf. Corte 1980, Clark *et al.* 1993, Nakawo *et al.* 2000). Al descender de altura, se produce un progresivo incremento del detrito superficial del glaciar (debido a abla-

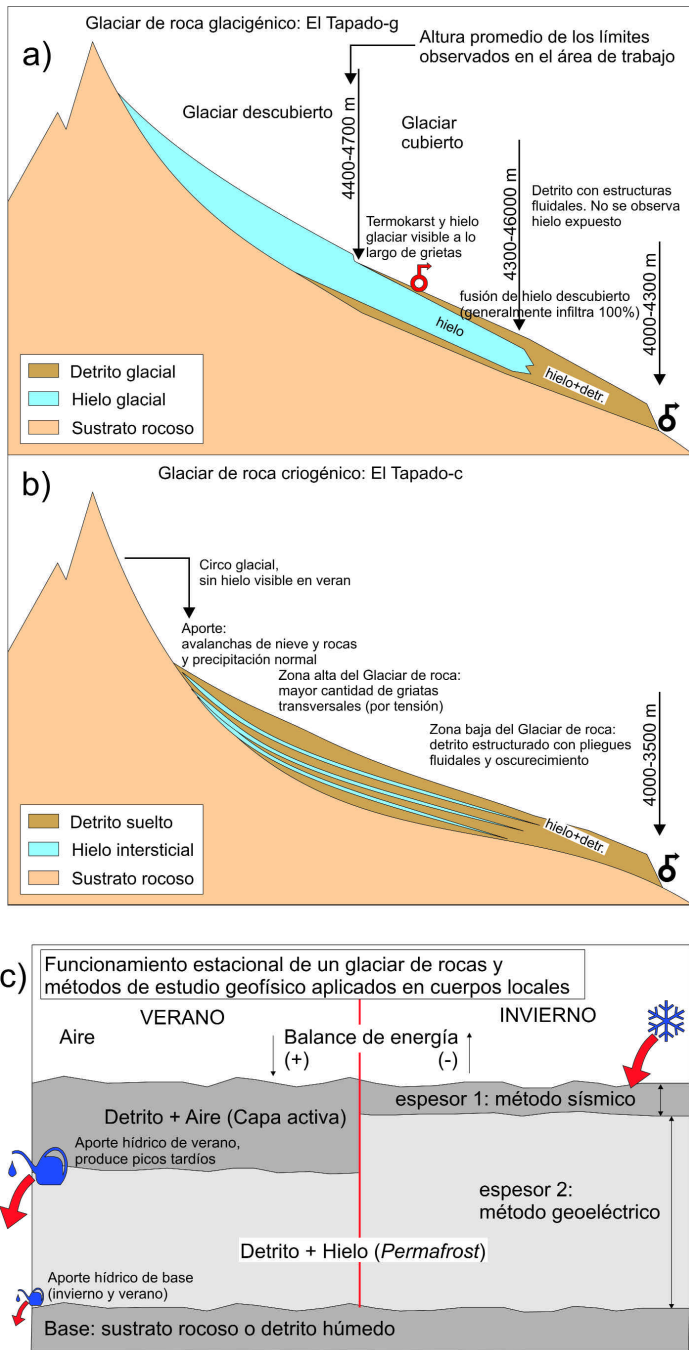


Figura 3: Características generales de un glaciar de rocas glaciogénico (a) y de otro criogénico (b) tal como se observa en la región (parcialmente adaptado de Milana y Maturano 1999). También se muestra esquemáticamente el funcionamiento estacional del conjunto *permafrost*/ capa activa, y su producción hídrica relativa (c)

ción y avalanchas desde las márgenes), causando el engrosamiento de la cobertura, la que vierte detritos al cuerpo de hielo a través de grietas, el que es luego mezclado por el flujo plástico. De esta forma, muchos glaciares cubiertos presentan en su porción terminal las mismas características morfológicas que los glaciares de rocas criogénicos. En el glaciar cubierto es posible ver el hielo del glaciar en cortes de grietas y bordes de lagunas

(Fig. 4a), pero no suele ser posible en el sector en donde el glaciar presenta las características de un glaciar de rocas. Aunque el núcleo de hielo no esté visible, su presencia es detectable por métodos geofísicos. Debe notarse que denominaciones como las *ice-cored moraines* (cf. Ostrom 1964, 1965), no siempre corresponden a un glaciar de rocas, dado que no siempre presentan movimiento ni una dinámica de renovación de masa como

un verdadero glaciar de rocas. En ciertos casos, es posible que el glaciar que originó al glaciar de rocas glaciogénico desapareciera completamente, en cuyo caso la única evidencia remanente es un núcleo de hielo masivo y limpio, el cual es detectable mediante técnicas geofísicas. Así se pudo determinar cerca del área de trabajo, que el glaciar de rocas El Paso es glaciogénico (Croce y Milana 2002a, 2002b), mientras que el glaciar de rocas Agua Negra, ubicado inmediatamente aguas abajo del glaciar convencional homónimo, es criogénico (Croce y Milana 2006).

Ambos tipos de glaciares de rocas descritos, y por ende todos los glaciares de rocas activos, implican la existencia de un núcleo de hielo cuyo funcionamiento hídrico es complejo y variable (Thenthoery 1992, Croce y Milana 2002a). Sin embargo, el debate sobre el origen de los glaciares de rocas se produce porque una facción de los investigadores defiende el origen único de los glaciares de rocas, en este caso criogénico. Barsch (1996), en su extenso libro sobre glaciares de rocas califica como *unfortunate*" (p. 209) al modelo glaciogénico, el cual debería ser abolido (*abolished*), dado que no hay información que pruebe que existe (Barsch 1996, p. 214). Esta opinión vertida por un investigador reconocido acrecentó el debate sobre el verdadero origen de los glaciares de roca, a pesar de las fuertes críticas al mismo (Kirkbridge 1996). Por ello, esta controversia ha sido uno de los motores para presentar este aporte que sustenta el origen dual de los glaciares de rocas, dando a su vez información valiosa para su diferenciación en el campo.

Puede considerarse que los glaciares de rocas son cuerpos de hielo adaptados a condiciones climáticas de extrema aridez, dado que se encuentran protegidos de la intensa radiación solar reinante y de las altas tasas de sublimación (cf. Ginot *et al.* 2002) debido a la espesa cubierta detrítica que protege al hielo. El fuerte viento reinante tampoco los afecta, ya que la nieve estacional es atrapada por una gran rugosidad superficial y al derretirse suele contribuir a mantener el cuerpo de hielo

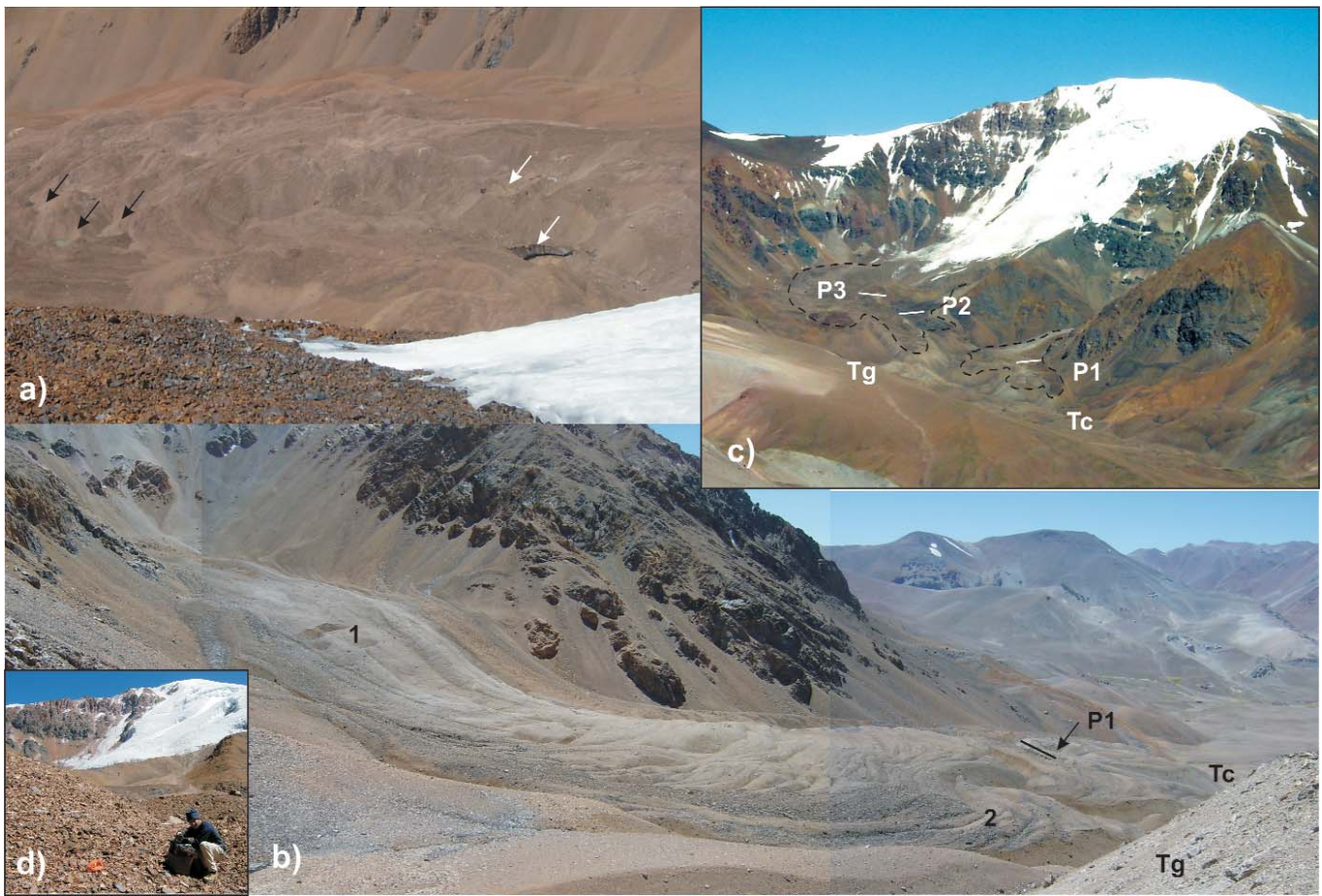


Figura 4: Vistas fotográficas de los glaciares de rocas El Tapado-c (Tc) y El Tapado-g (Tg) estudiados. a) vista desde la parte alta del Cerro El Tapado de la parte alta del glaciar de rocas El Tapado-g, mostrando lagunas de *termokarst* y en algunas es posible observar hielo glaciar expuesto (flechas blancas); b) Mosaico que muestra el desarrollo completo del glaciar de rocas El Tapado-c, desde su circo, y su área superior caracterizado por grietas tensionales (1) y su parte inferior con lóbulos fluidales compresivos (2), mostrando posición del perfil sísmico; c) Vista de ambos glaciares de roca indicados por la línea de trazos y su relación con el Glaciar El Tapado, y ubicación aproximada de los tres perfiles; d) Fotografía del equipo *geométricos* en operación sobre El Tapado-g.

subyacente. Ello hace que los glaciares de rocas sean estables a mucho menor altura que los glaciares de hielo descubierto y a la latitud del río Elqui o del Agua Negra, la base de los glaciares de roca, puede alcanzar los 4100 m, mientras que los escasos cuerpos de hielo comienzan a observarse a partir de los 4700 m (Milana y Maturano 1997).

En general hay tres condiciones básicas para la existencia de glaciares de rocas activos. La primera es que la temperatura media anual debe ser algo menor a 0°C, para que el *permafrost* (núcleo de hielo) pueda existir. La segunda condición es que exista una provisión mínima de detrito para que el *permafrost* pueda ser protegido de la fusión estival. Y la última es que exista cierta pendiente para motorizar el proceso de movimiento. Otras con-

diciones que ayudan a mantener activos estos cuerpos es una provisión de agua o nieve abundante para recargar estacionalmente la capa activa. Cuando esta provisión no es abundante, la fusión supraglacial o *suprapermafrost* va deteriorando niveles cada vez más profundos del tope del cuerpo de hielo. La mayoría de los glaciares de rocas estudiados en el área mostraron base húmeda, no congelada al sustrato (Croce y Milana 2002a, 2006), por lo que la fusión subglacial por la acción del gradiente geotermal más el flujo calórico advectivo que causa el drenaje subglacial que puede infiltrarse en las cabezeras del glaciar de rocas (Thentorey 1992), ayudan a que el núcleo de hielo se degrade.

Localmente se ha observado que todos los glaciares de rocas presentan caracte-

rísticas comunes que los identifican. Las dos principales son que presenta estructuras superficiales de flujo (pliegues y costillas arqueados en la dirección de flujo), indicativos de un flujo altamente viscoso. La plasticidad del flujo es bien documentado en el glaciar de rocas-El Tapado-g por un gran replegamiento plástico de sus capas (Fig. 2). La segunda característica y aún más importante es la presencia de un talud frontal, igual o algo superior al ángulo de reposo del material suelto (Fig. 4c). Este ángulo se mantiene alto mientras existe *permafrost*, que le da sustento a la parte superior. La fusión progresiva en el frente hace que los bloques y fragmentos que quedan sin sustento caigan en forma casi permanente. Este proceso hace que mientras la superficie superior del glaciar de rocas está

oscurecida por efectos de barniz del desierto, el talud frontal muestra fragmentos de roca fresca. Cuando este talud no es tan activo o está degradado, podemos saber que el glaciar de rocas está inactivo o ya es fósil. Existen numerosas características adicionales, las cuales pueden ser consultadas en textos dedicados al tema (i.e. Corte 1990). Dado que nuestro interés se centra en las condiciones de acopio de agua, del volumen contenido de agua y de su calidad, nos referiremos más a las características internas de estos cuerpos, utilizando métodos indirectos (geofísicos). Nótese que la mejor forma de conocer estas características es con perforaciones, pero estas presentan la desventaja de ser puntuales.

Antecedentes y ubicación de los estudios

Son numerosos los métodos geofísicos aplicables para evaluar la presencia de hielo en el sustrato en un glaciar de rocas (cf. Hauck *et al.* 2004), pero se trató de implementar alguno de manejo relativamente simple y eficiente. Se conoce que las propiedades mecánicas del terreno son afectadas significativamente por el hielo (Arenson *et al.* 2004) y una de las respuestas más notables que produce el hielo es que las ondas sísmicas compresivas aumentan notablemente su velocidad según el tipo y la proporción de hielo en el suelo permanentemente congelado (*permafrost*). Numerosos estudios de laboratorio y de campo (Kurfust y Hunter 1976) permiten conocer el aumento de la velocidad de ondas P en los terrenos congelados, la que es notablemente afectada por la composición del mismo, como lo indica el Cuadro 1. El método sísmico de refracción ha probado ser muy efectivo en la detección de hielo en glaciares de rocas en otras partes del mundo (cf. Garg 1976, Hunter 1973, Hauck *et al.* 2004) y varios estudios locales comprobaron la aplicabilidad del método (Schrott 1991, 1994, Croce y Milana 2002a). Este método geofísico no puede proveer información por debajo del

CUADRO 1: Datos medidos y resultados obtenidos del servicio sísmico de refracción. Los métodos se describen en el texto

Geófono	Glaciar de roca criogénico			'Glaciar de roca glaciogénico			'Glaciar de roca glaciogénico		
	Perfil 1 Dist. (m)	Tiro 1 (N) Tiempo (ms)	Tiro 2 (S) Tiempo (ms)	Perfil 2 Dist. (m)	Tiro 1 (N) Tiempo (ms)	Tiro 2 (S) Tiempo (ms)	Perfil 3 Dist. (m)	Tiro 1 (N) Tiempo (ms)	Tiro 2 (S) Tiempo (ms)
Tiro	0	0.0		0.0	0.0		0.0	0.0	
1	2	7.0	76.2	2.0	5.0	39.9	2.0	5.0	
2	6	19.5	72.3	6.0	16.5	39.4	6.0	17.5	40.5
3	10	27.3	69.5	10.0	18.3	39.0	10.0	29.3	37.5
4	14	37.3	69.0	14.0	20.0	35.5	14.0	33.6	34.4
5	20	49.2	68.0	20.0	20.6	35.5	20.0	34.2	32.2
6	26	55.3	66.3	26.0	22.7		26.0	36.2	32.2
7	32	64.2	64.4	32.0	24.8	34.6	32.0	38.0	30.1
8	38	68.5	58.5	38.0	31.0		38.0	38.5	26.4
9	44	70.4	40.7	44.0	32.5	33.1	44.0	39.2	23.5
10	48	72.0	28.6	48.0	33.7	27.2	48.0	41.5	
11	52	74.2	17.3	52.0	34.4	19.8	52.0	42.6	19.0
12	56	76.0	5.5	56.0	35.0	7.0	56.0	43.4	6.0
Tiro	58		0.0	58.0		0.0	58.0		0.0
Xc (ms)		15.0	21.0		5.0	9.0		10.0	6.0
Vp-CA (m/s)	(359)	375.3	342.6	(331)	335.4	327.1	(322)	311.5	333.3
Vp-PF (m/s)	(1662)	1141.3	2182.4	(3182)	2608.9	3755.7	(3109)	4137.9	2080.0
Prof.(m)		10.7	12.2		3.0	4.8		5.4	3.5
Hielo (%)		19.5	46.9		58.1	88.3		98.4	44.2

techo de la capa refractora, o sea del permafrost, por ello no permite estimar el espesor de la sección congelada del glaciar de rocas. Sin embargo, provee información que ayuda a definir parte de la estructura superior del permafrost ya que es muy confiable en: a) la determinación de la profundidad y estructura de la capa activa, b) estimar la proporción de hielo respecto a la de detrito en el *permafrost* y c) las propiedades mecánicas de la interfase capa activa - *permafrost*.

Para complementar los estudios de los glaciares de rocas de la cuenca del arroyo Agua Negra (Schrott 1991, Croce y Milana 2002a, 2006) se seleccionaron dos glaciares de rocas de la cuenca contigua, con pendiente pacífica, localizados en los contrafuertes del cerro El Tapado (Chile). En estos contrafuertes se encuentra el glaciar de El Tapado que alimenta el valle del Elqui y es conocido por haber sido perforado para estudios paleoclimáticos (Ginot *et al.* 2001). Se seleccionaron dos glaciares de rocas cuyas lenguas son adyacentes en sus partes terminales ocupan el mismo valle, pero que son originados de forma diferente: uno se halla conectado al glaciar de El Tapado, mientras

que el otro se inicia de un pequeño circo sin evidencias de glaciares convencionales, sugiriendo que el primero es de tipo glaciogénico y el segundo de tipo criogénico (Fig. 4).

El glaciar de rocas criogénico (El Tapado-c) es el menor de los dos y colinda hacia el noreste con el glaciar de rocas vinculado al glaciar de El Tapado (El Tapado-g). Desde el terreno, ambos aparentan ser lenguas originadas por el glaciar de rocas mayor (el glaciogénico), dado que es frecuente que estos glaciares de rocas se dividan en lenguas o lóbulos amplios como el glaciar de rocas Dos Lenguas (cf. Schrott 1994). Sin embargo, el glaciar de rocas El Tapado-c es un cuerpo completamente independiente, que se origina en una cabecera de dimensiones reducidas (Fig. 1) que debido a las pendientes moderadas de sus flancos no evidencia haber estado ocupado por un glaciar en tiempos recientes. Además, la revisión de su cabecera no dejó ver restos de un cuerpo de hielo subyacente a pesar de observarse algunas grietas extensionales (Fig. 4b). Por ello, interpretamos que este glaciar de rocas es de tipo criogénico ya que se encuentra activamente alimentado

por la acumulación sucesiva de unidades de avalanchas de nieve y detrito (Fig. 3B). Esta interpretación de un origen criogénico en base a factores externos es preliminar ya que el estudio geofísico del vecino glaciar de rocas de El Paso (Croce y Milana 2002a), demostró que podía ser glaciogénico a pesar que las evidencias morfológicas sugerían un origen criogénico.

De esta forma, el glaciar de rocas El Tapado-c, tiene su propia área de aporte y de drenaje, aunque en ciertos segmentos intermedios de su desarrollo se encuentra casi soldado en uno de sus bordes (el sudoccidental) al glaciar de rocas El Tapado-g. Los taludes laterales se encuentran mezclados, pero los topes no llegan a juntarse en ningún caso. En la parte terminal de ambos glaciares de rocas, los taludes laterales son tres veces más altos que en las partes más contiguas, haciendo suponer que es posible que los núcleos de hielo de ambos glaciares de rocas (El Tapado-c y -g) lleguen a estar en contacto en algunos sectores. El tope del glaciar de rocas El Tapado-c está más oscurecido por efecto de barniz del desierto que el del glaciar de rocas El Tapado-g, lo que sugiere que el primero es menos activo y más lento. Dado que El Tapado-c es más pequeño que El Tapado-g, es lógico pensar que presenta un flujo más lento debido a la menor carga gravitatoria, garantizando un mayor tiempo de residencia del material de la cobertura, lo que habría causado el mayor oscurecimiento del mismo. El Tapado-c tiene aproximadamente unos 1600 m de largo y llega a alcanzar unos 180 de ancho, desarrollándose desde los 4500 a los 4200 m de altura (Fig. 1). Presenta las características típicas de los glaciares de roca: una superficie irregular con grietas y surcos, y gran variedad de los fragmentos detríticos, que abarcan tamaños desde varios metros hasta limo-arcilla. Mientras que en la parte proximal (cerca del circo) las grietas e irregularidades sugieren un comportamiento más frágil con flujo extensivo, la mayor cantidad de pliegues en forma de costillas hacia las partes inferiores, indi-

can condiciones de flujo plástico compresivo (Fig. 4b).

El glaciar de rocas glaciogénico (El Tapado-g) es el producto de la transformación actualmente visible, del Glaciar El Tapado. Este pintoresco glaciar nace en una especie de capa de hielo que corona el cerro homónimo a 5.550 m (Ginot *et al.* 2001, 2002), se transforma luego en un glaciar cubierto a aproximadamente los 4.700 m, y finalmente se convierte gradualmente en un glaciar de rocas (El Tapado-g). Esta transformación ocurre en algún sector entre los 4.600 y 4.400 m (Fig. 1), terminando en la base del talud frontal a aproximadamente 4.200 m. La transformación entre glaciar descubierto y cubierto no es tan simple como en otros casos, ya que la sección de glaciar cubierto comienza a partir de dos áreas de aporte: una del NW por donde avanza el Glaciar El Tapado (hielo descubierto) que presenta un tramo de seracs (zonas también denominadas cascadas de hielo) antes de pasar a glaciar cubierto, y otra área al SW que es un circo nival. Por ello, el glaciar cubierto resultante es una combinación entre el material propio del glaciar original, sumado a lo que se agrega por avalanchas en esta especie de circo lateral. Como resultado, se observaron sectores del glaciar cubierto que presentan hielo bastante puro, atribuible al glaciar El Tapado original, y otros sectores en donde el hielo está interstratificado con capas ricas en detritos (Fig. 2). El glaciar de rocas El Tapado-g es al menos el doble del tamaño del glaciar de rocas El Tapado-c, aunque su largo no puede ser bien establecido debido a su límite transicional al glaciar cubierto. Su ancho es algo superior a los 250 m. Durante el control de campo se relevó la parte alta del glaciar cubierto observando que el espesor de la cobertura detrítica aumenta progresivamente de pocos centímetros hasta cerca de un metro en los últimos cortes donde aún es visible el núcleo de hielo. En las partes intermedias se observan muchas lagunas similares a las de termokarst, mientras que cerca de el área de transición a glaciar de rocas, hay depre-

siones más pequeñas con agua, pero sin observarse hielo en los bordes de las mismas. Las lagunas de termokarst (Fig. 4a) permiten clasificar ese sector del glaciar como un glaciar cubierto (Corte 1980, Nakawo *et al.* 2000) ya que no son citadas para los glaciares de rocas. En los dos tercios inferiores de este conjunto glaciar cubierto + glaciar de rocas, hay evidencias de *termokarst* (lagunas formadas por fusión diferencial del hielo en sectores con menor espesor de detritos) y comienzan a observarse las crestas curvadas aguas abajo, debidas al flujo plástico que caracteriza a los glaciares de rocas. Los relevamientos geofísicos que se llevaron a cabo, se ubicaron en el límite del tercio inferior y del medio, contabilizados sobre el largo total del sector de hielo cubierto (glaciar cubierto + glaciar de rocas). La ubicación aproximada de los tres perfiles sísmicos efectuados se puede observar en la figura 4c.

METODOLOGÍA

La metodología utilizada es la clásicamente utilizada para trabajos de sismica de refracción teniendo en cuenta tendidos cortos y semicortos. Los registros sísmicos fueron adquiridos con un equipo Geometrics 1225 de doce canales, con sus respectivos cables y accesorios (Fig. 4d). Si bien los estudios anteriores en la zona han utilizado menores distancias entre geófonos (Scott 1994, Croce y Milana 2002a) se prefirió estirar los tendidos con el fin de obtener información más profunda y a la vez menos puntual. Para ello, se efectuaron tendidos de 58 m de longitud simétricos pero no equidistante (véase Cuadro 2), estando los primeros geófonos menos distanciados (2 m) que los del centro (6 m) para tener mejor control del arribo de la onda refractada. Se midieron tres perfiles y sus respectivos contraperfiles con el mismo diseño, aunque la topografía varió entre ellos. Se trató de elegir partes de los glaciares de rocas donde el terreno fuera lo más plano posible y tuviera una posición central para evitar efectos de borde del

CUADRO 2: Comparación de los valores obtenidos y otros existentes en servicios sísmicos de refracción en otros cuerpos similares del área.

Glaciar de Roca	Altura	Orientación	Mes de medición	Vp-CA (m/s)	Vp-INT(m/s)	Vp-PF (m/s)	Tendido	Prof.(m)	Perfil	fuelle
El Paso	4740	NE	Abril (f)	243	665	-	31 m	0,8 - 1,5	T1	(1)
El Paso	4760	NE	Abril (f)	236	-	3404	36 m	0,7 - 1,4	T2	(1)
El Paso	4740	NE	Septiembre (i)	198	489	874(?)	31 m	1,8 - 3,4	T1	(1)
El Paso	4760	NE	Septiembre (i)	135	-	1597	36 m	0,3 - 0,7	T2	(1)
El Paso	4770	NE	Septiembre (i)	127,5	-	1561	33 m	1,2 - 1,4	T3	(1)
El Paso	4740	NE	Diciembre	296	446	-	31 m	1,8 - 3,1	T1	(1)
El Paso	4760	NE	Diciembre	281	-	2364	36 m	1,1 - 2,1	T2	(1)
El Paso	4770	NE	Diciembre	271	2065	3266	130 m	1,3 - 3,6	T4	(1)
El Paso	4790	NE	Diciembre	336	-	2889	72 m	3,0 - 5,0	T5	(1)
El Paso	4880	NE	Diciembre	307	-	2238	55 m	2,2 - 3,0	T6	(2)
Dos Lenguas (c)	4350	SW	Abril (f)	208	-	2055	55 m	1,3 - 1,6	T1	(1)
Dos Lenguas (c)	4300	SW	Abril (f)	155	-	1942	26 m	1,3 - 1,5	T2	(1)
Dos Lenguas (c)	4250	SW	Abril (f)	285,5	482	-	55 m	0,9 - 2,6	T3	(2)
Dos Lenguas (c)	4350	SW	Diciembre	330	-	1642	55 m	1,7 - 2,5	T1	(1)
El Tapado(c)	4300	E	Marzo (i)	359	726	1662	58 m	10,7 - 12,2	P1	-
El Tapado(g)	4420	E	Marzo (i)	331	-	3182	58 m	3,0 - 4,8	P2	-
El Tapado(g)	4480	E	Marzo (i)	322	-	3109	58 m	5,4 - 3,5	P3	-

1: Croce y Milana, 2002; 2: Schrott, 1994.

permafrost. Todos los perfiles se trazaron transversalmente al flujo, a lo largo de zonas poco afectadas por los surcos o grietas encubiertas que se evidencian por saltos topográficos notables o cambios en la estructura de la cubierta visible.

Se efectuaron dos perfiles en el glaciar de rocas El Tapado-glacigénico y uno en el glaciar de rocas El Tapado-criogénico, ambos acompañados de su respectivo contraperfil. Los resultados de campo indicaron una capa de mayor velocidad en ambos glaciares que evidencia la presencia de permafrost subyacente, por lo que no se modificó el diseño del tendido. La generación de una onda de choque (compresiva, *P-wave*), se efectuó con golpes de martillo, efectuados durante momentos de silencio sísmico que es monitoreado por los propios geófonos. Dado que la onda generada es de poca energía, se procedió a efectuar un apilado (*stacking*) de sucesivos golpes hasta obtener una señal clara que sobresaliera sobre los ruidos, lo que no siempre pudo ser posible en algunos geófonos (Cuadro 2). Una vez aceptado el sismograma visible en el monitor del instrumento, éste se imprimió y fotografió en pantalla (Fig. 5), para luego analizar las llegadas de la onda P en gabinete. Si bien es posible bajar los datos a una computadora, las condiciones de frío intenso que pueden ocurrir a estas alturas,

causan que frecuentemente las computadoras no trabajen apropiadamente, como se comprobó en trabajos anteriores, además de significar un importante peso extra. Por ello se trabajó con doble registro gráfico: fotografía de pantalla e impresión en papel.

Además de las tareas de adquisición sísmica se relevaron topográficamente todos los perfiles y se los ubicó mediante coordenadas de un GPS portátil (Cuadro 2). En gabinete se efectuaron las determinaciones de los tiempos de arribo de las ondas P, las cuales se muestran en el Cuadro 2, y permiten graficarlas en función de la distancia (dromocronas, Fig. 6). La velocidad promedio de cada capa se calculó mediante regresión lineal de los grupos de datos asociados a cada una de ellas (Fig. 6). Debido a que las variaciones topográficas no fueron significativas no se procedió a efectuar ninguna corrección topográfica. El cálculo inicial del espesor de la primera capa se efectuó con la fórmula de los tiempos de intersección de la onda directa y la refractada, mientras que las velocidades de la onda P en la capa superior (V1) y en la capa refractora se calcularon por regresión lineal de los sectores correspondientes en las dromocronas de cada perfil. Finalmente para calcular la profundidad del permafrost abajo de cada geófono (úni-

camente debajo de aquellos que registraron la onda refractada) se utilizó el concepto de tiempo de retardo en cada geófono, resultante de comparar los arribos en el tiro y contratiro de cada perfil, que son métodos de utilización tradicional en esta técnica geofísica (Telford *et al.* 1981).

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Los resultados que se muestran en la figura 6a permiten observar la diferencia entre los perfiles efectuados en el glaciar de rocas glacigénico y el glaciar de rocas criogénico. En general, las velocidades registradas en la capa activa son muy similares entre El Tapado-c y El Tapado-g (mínima=311m/s, máxima=375m/s, media=330m/s), sugiriendo que las características composicionales y estructurales de las capas activas de ambos glaciares de roca en verano son muy similares. Las diferencias significativas observadas se centran en (a) el mayor espesor de la capa activa en el glaciar de rocas criogénico, (b) la forma de la interfase entre la capa activa y el *permafrost* y (c) las características mecánicas del *permafrost*, sugeridas por la velocidad de las ondas de presión (Vp). Estas diferencias se describen a continuación:

a) *Espesor de la capa activa:* Esta caracterís-

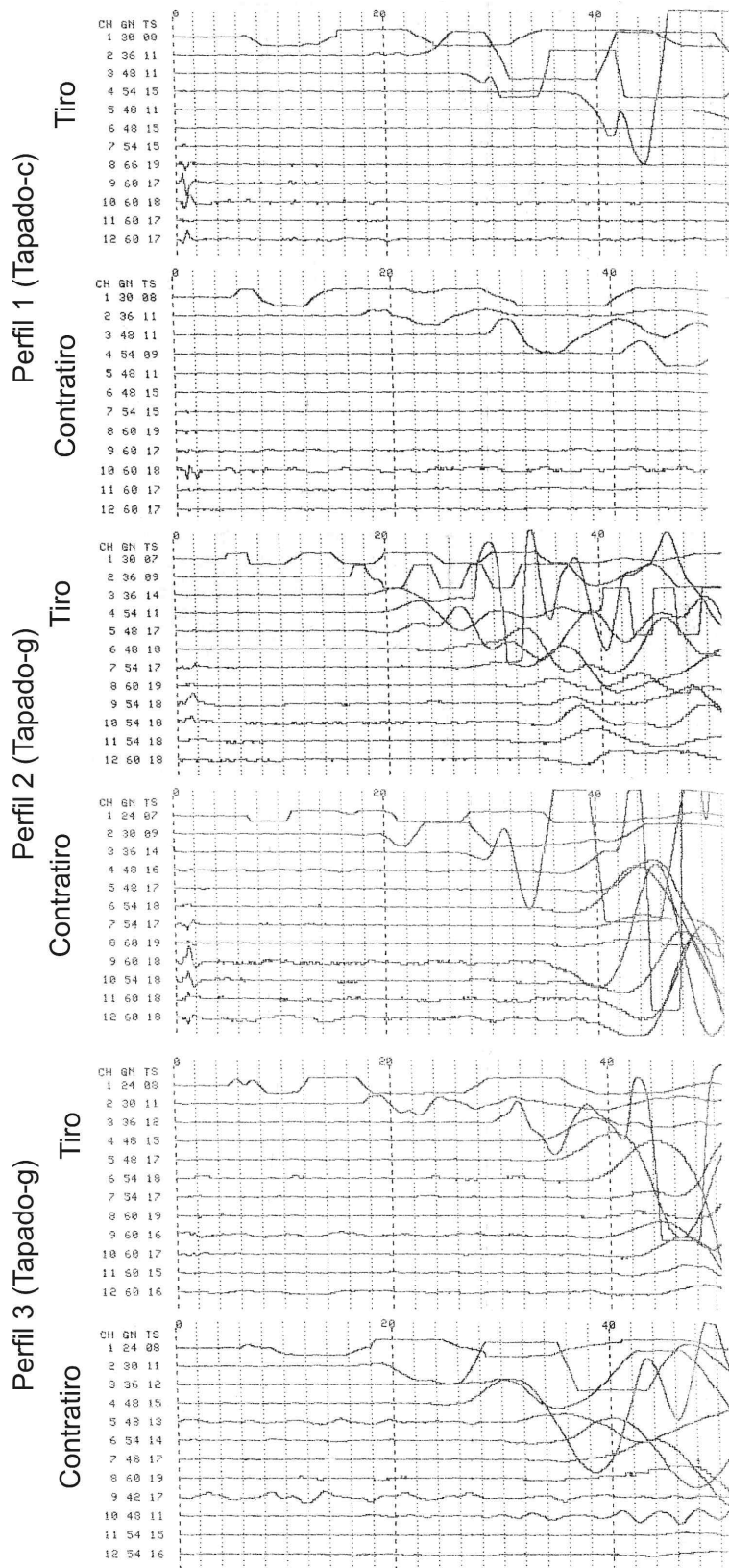


Figura 5: Sismogramas registrados en los glaciares de roca estudiados, correspondientes a los 3 perfiles y sus respectivos contraperfiles. Se incluye una fotografía de pantalla en aquellos sismogramas cuya escala de tiempo no llega a mostrar el primer arribo de la onda P.

tica es fácilmente observable en las dromocronas mostradas en las Figs. 6b y 6c dado que la velocidad registrada en la capa activa es muy similar en los 6 perfiles. Se observa claramente que el tramo de viaje por la capa superior es mucho más corto en el glaciar de rocas glaciogénico, dado que el quiebre de velocidades ocurre significativamente antes allí. Una vez efectuadas las correcciones metodológicas necesarias para calcular la profundidad a la que se ubica la capa refractora se observa que el espesor promedio en El Tapado-c es de 11,4 m mientras que en El Tapado-g es de 4,2 m (Cuadro 1). Si bien hay diferencia de altura entre los perfiles (Cuadros 1 y 2), esta variación es mucho mayor al aumento del espesor de la capa activa con la altura (Croce y Milana 2002a), por lo que debe responder a factores diferentes, como probablemente la falta de suficiente recarga hídrica para recomponer el *permafrost* superior en el glaciar de rocas El Tapado-c que tiene una cuenca de aporte desprovista de cuerpos de hielo permanente, y además es mucho menor a la del glaciar de rocas El Tapado-g.

b) *Tipo de interfase permafrost - capa activa diferente*: Esto se desprende de la diferencia en el diseño de las dromocronas luego de superado el punto de intersección con la onda refractada. Mientras que las cuatro dromocronas en el glaciar de rocas glaciogénico muestran un brusco incremento de la velocidad al comenzar a transitar por la capa refractora (*permafrost*), la velocidad en los dos perfiles del glaciar de rocas criogénico se incrementa en forma gradual. Esto indica que en el glaciar de rocas glaciogénico el límite entre el detrito descongelado y el *permafrost* (en este caso, probablemente hielo masivo como se discute abajo), es neto. Sin embargo, el límite superior del *permafrost* en el glaciar de rocas criogénico es probablemente mucho más gradual y compuesto por capas con creciente contenido de hielo y decreciente de aire y/o agua. Este paso más gradual hacia el *permafrost* hace que el incremento de la velocidad registrada por la dromocrona

sea progresivo y no neto como se observa en El Tapado-c.

c) *Diferente velocidad de las ondas P en el permafrost*: Esto se observa claramente en las 6 dromocronas, en donde la onda ha viajado sensiblemente más rápido en la capa refractada en el glaciar de rocas glaciogénico. Como resultado (Fig. 6b, Cuadro 2), la onda P, ha arribado al último geófono del glaciar de rocas glaciogénico casi en la mitad de tiempo (41 milisegundos en promedio, n=4), que en el glaciar de rocas criogénico (78 milisegundos en promedio, n=2). Filtrando el efecto de una capa activa más espesa y la topografía utilizando la metodología descrita por xxxx, los datos indican una velocidad promedio en el *permafrost* glaciogénico de 3146 m/s, mientras que en el criogénico es de casi la mitad: 1.662 m/s. Además, en numerosos sectores la onda refractada registra velocidades promedio cercanas y hasta superiores a los 4.000 m/s, que son velocidades hasta ahora solo registrada en cuerpos de hielo masivo de la zona, como en el glaciar de Agua Negra (Maturano 1997, Milana y Maturano 1999). Muchos de los valores de velocidad de la onda compresiva (V_p) en el *permafrost* glaciogénico, superan los valores registrados en *permafrost* de otros glaciares de roca de la zona, los que se resumen en el Cuadro 2. La conclusión emergente es que en realidad, el *permafrost* de estos glaciares de roca glaciogénicos está compuesto por remanentes irregularmente distribuidos (*patches*) de hielo masivo mezclado con zonas ricas en detrito probablemente ingresado a esta capa rápida, a lo largo de las grietas. Dado que los perfiles sísmicos se trazaron evitando los surcos o grietas a lo largo de las cueles se supone que ingresa detrito al núcleo congelado, es probable que en el relevamiento en El Tapado-g haya registrado la presencia de cuerpos relícticos de hielo masivo del glaciar original. Esto se deduce en base a que las velocidades superiores a 4.000 m/s solo se han registrado localmente en hielo glaciar (Milana y Maturano 1999).

En comparación, el *permafrost* criogénico

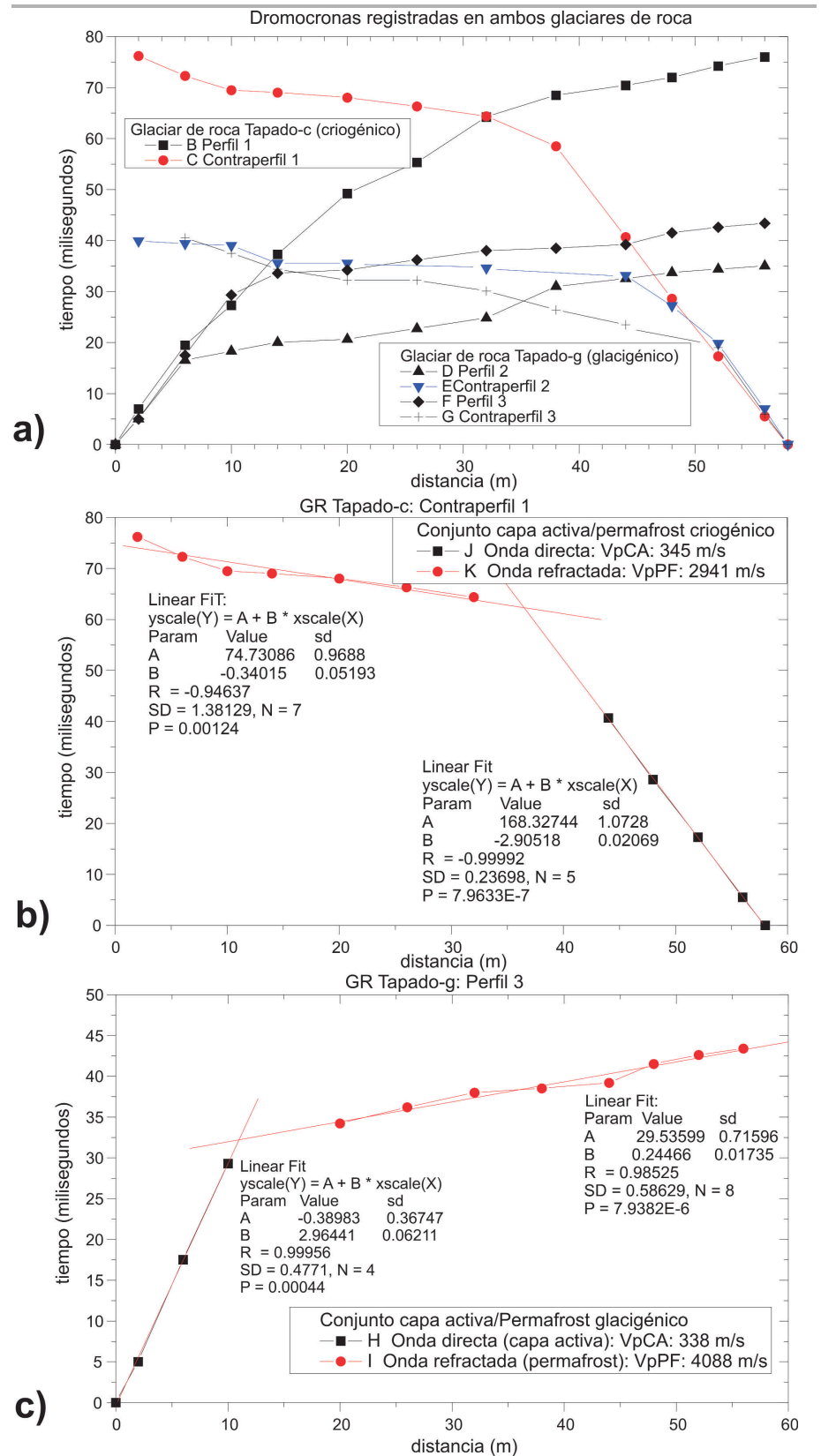


Figura 6: a) Dromocronas de los 3 perfiles y sus respectivos contraperfiles; b) Análisis efectuado en uno de los perfiles del glaciar de rocas criogénico mostrando las líneas de regresión que caracterizan la velocidad media de las ondas P en cada capa; c) Idem anterior, pero para el glaciar de rocas glaciogénico

registra velocidades promedio de propagación de la onda P mucho más lentas (Cuadro 2). Estas velocidades alcanzan un máximo de $\sim 2.200\text{m/s}$, pero también pueden llegar a valores tan bajos como 726 m/s , que sugieren un bajo contenido en hielo y probablemente mucho aire en esta capa. Esto explicaría la baja velocidad, debido a que al efecto de frenado que tiene la onda en cada interfase detrito-hielo, se le suma el efecto de frenado en las interfases detrito-aire o hielo-aire, que es mucho más importante dada la compresibilidad del aire. La única explicación alternativa de estas variaciones sería importantes cambios en la composición del *permafrost*, pero además de no haberse observado esto en cortes expuestos (taludes laterales), ningún suelo enteramente congelado muestra velocidades tan bajas como las observadas. La baja velocidad observada en este permafrost coincide con las observadas en otros cuerpos de *permafrost* semidegradados de la zona, particularmente en el correspondiente al glaciar de rocas criogénico Dos Lenguas (Croce 1997, Croce y Milana 2002a). También se observó que la velocidad en el *permafrost* de El Tapado-c, se incrementa progresivamente hacia abajo y algunos sectores con mayor velocidad ($>3.000\text{m/s}$, Fig. 6) sugieren la presencia de parches de hielo y cuya presencia no sería extraña. Este diseño de velocidades sugiere que hay una degradación progresiva del *permafrost* de El Tapado-c, principalmente en su parte superior.

Comparación con otros glaciares de rocas locales

Al comparar los valores obtenidos en estos dos glaciares de roca, llama la atención el gran espesor de capa activa del glaciar de rocas criogénico. El Cuadro 2 muestra que este espesor de casi 12 m es bastante anormal ya que no coincide mucho con datos anteriormente recabados de otros glaciares de roca y además no presenta una explicación lógica dado que dicho espesor debería corresponderse

con las características térmicas y nivales del lugar, que son similares al menos para los dos glaciares de roca contiguos de El Tapado. Lo último se deduce del hecho que la capa activa se forma por descongelamiento estacional, y estos dos glaciares contiguos deberían haber evolucionado de forma bastante similar al ingreso de la onda térmica estival en el suelo. Por otra parte, las mediciones de temperatura del suelo en el vecino Paso de Agua Negra (Schrott 1994), sugieren que la onda térmica anual afecta los dos metros superiores del suelo a alturas ligeramente superiores, por los que un espesor promedio de capa activa de 5 m es excesivamente alto. Por ello, se interpreta que entre el *permafrost* y la capa activa existe una capa intermedia que está permanentemente descongelada la cual suele denominarse *talik*, y que determina que el permafrost por debajo de ella es relicto, ya que está desconectado térmicamente de la superficie de donde proviene el frío generador de *permafrost*. Esto se debe a que mientras el flujo geotérmico tiende a calentar el suelo, la temperatura exterior (atmosférica) tiende a enfriarlo, y condiciones como la temperatura media anual por debajo de 0°C inducen la formación de permafrost. Al no existir conexión entre el régimen térmico atmosférico y el permafrost debido a la presencia del *talik*, este permafrost se irá derritiendo lentamente por efecto del flujo geotérmico local.

Cabe explicar la significativa diferencia de profundidad del permafrost dada las condiciones térmicas atmosféricas casi similares entre el glaciar de rocas criogénico y el glaciogénico. Una explicación de esta diferencia se puede deber a que el glaciar de rocas glaciogénico es funcionalmente un glaciar cubierto y por ello no se comporta como un glaciar de rocas típico. La capa activa de este glaciar de rocas glaciogénico estaría limitada por el espesor de la cubierta detrítica. Esta capa detrítica se puede congelar totalmente en invierno, pero en verano solo puede descongelarse hasta la interfase con el glaciar relicto. Cuando la onda cálida alcanza esta interfase, la energía no se emplea en

seguir engrosando la sección congelada sino en derretir la parte superior del hielo masivo glaciar. Este derretimiento hará que la superficie exterior se deprima, pero sin incrementarse el espesor de la capa activa, como podría suceder en un glaciar de rocas criogénico en donde la capa activa crece en espesor a medida que se va descongelando el *permafrost* superior hasta que este último desaparece.

Una segunda posibilidad para explicar la diferencia de espesor es en relación al nivel de recarga hidrológica del permafrost superior. Mientras que El Tapado-g tiene un importante influjo hídrico producido por la fusión del glaciar El Tapado, que se infiltra tanto hacia abajo como sobre el *permafrost* de El Tapado-g, El Tapado-c nace en un circo sin hielo permanente el que en la estación estival tardía cuando se efectuó el estudio, no registraba ningún relicto de nieve estacional. Como lo demostró Croce y Milana (2002a) las capas activas de los glaciares de roca locales no funcionan como las tradicionalmente estudiadas en zonas más húmedas en donde la disponibilidad hídrica suele ser suficiente para producir el crecimiento de la sección congelada hasta la superficie durante el invierno. El seguimiento de la evolución del espesor de la capa activa en el glaciar de rocas El Paso documentó un recongelamiento irregular y nunca completo de esta capa activa, debido al aporte hídrico deficitario (Croce y Milana 2002a). Esto sugiere que el glaciar de rocas El Tapado-c no dispone de suficiente agua como para recongelar la capa activa, por lo que el tope del permafrost ha ido degradándose y actualmente se encuentra a más profundidad que a la que debería encontrarse (nótese que la definición utilizada de permafrost implica presencia de hielo).

Es probable que la combinación de ambos factores descriptos haya contribuido a ocasionar esta importante diferencia estructural entre ambos glaciares de roca contiguos. Si las interpretaciones son correctas, avalan el hecho de ser denominados reservas hídricas ya que demuestran que aún sin gran recarga hídrica, el per-

mafrost de los glaciares de roca se irá degradando paulatinamente para producir agua aun en condiciones adversas, siendo el caso de El Tapado-c un ejemplo de permafrost con muy baja recarga hídrica, y por ello muy degradado.

Aplicaciones hidrológicas de los resultados

La mayor importancia práctica de los glaciares de roca en los Andes áridos, reside en su capacidad de almacenamiento de agua en estado sólido y de su liberación lenta por efectos de la onda térmica estacional, la cual es responsable del descongelamiento anual de la capa activa (Gardner y Bajewski 1987), y por efecto del flujo geotérmico local que produce un lento derretimiento en la base del permafrost. Si bien, los glaciares de roca andinos no cumplen con algunas premisas de funcionamiento de la capa activa tal como es su recongelamiento completo anual (Croce y Milana 2002a), existe un comportamiento estacional comprobado, el cual está limitado por la disponibilidad hídrica debido a la presencia o ausencia de nevadas invernales. Dada la importancia hídrica de estos cuerpos en la región (Milana y Maturano 1999, Croce y Milana 2002a, 2002b), una de las principales incógnitas a resolver es el volumen de agua contenido en estos cuerpos, ya que su aporte anual o diario es fácilmente medible a partir de las descargas hídricas erogadas por el glaciar de rocas, pero esta descarga muchas veces no es producto directo de fusión del permafrost sino que pueden tener aporte de agua infiltrada por simple fusión nival como se ha comprobado en otros glaciares de roca (Tenthorey 1992). Para establecer el volumen de agua contenido en un glaciar de roca se debe conocer el volumen del permafrost y la proporción media de hielo contenida en el mismo. El volumen de permafrost no se puede definir con el método sísmico de refracción dado que la velocidad de las ondas sísmicas disminuye al pasar del permafrost al detrito húmedo basal. Sin embargo este método, permite

estimar la proporción de hielo en el permafrost. En estudios de permafrost locales (Croce 1997, Croce y Milana 2002a y b) se ha utilizado la fórmula empírica de Müller (1943) para estimar esta proporción la cual es:

$$1/V_p = P/6250 + (1-P)/2500 \quad (1)$$

En donde V_p es la velocidad de onda sísmica compresiva o longitudinal registrada en el conjunto detrito-hielo y P es el porcentaje de hielo correspondiente al permafrost. La expresión cuando P es la incógnita es:

$$P = 1 - (1/V_p - 1/6250) / (1/2500 - 1/6250) \quad (2)$$

Esta fórmula fue derivada a partir del estudio de suelos congelados en el hemisferio norte por lo cual, su aplicación a este ambiente es algo restringida. En particular, la derivación de las constantes utilizadas (6.250 y 2.500) se relaciona a la velocidad de las ondas P , en terrenos congelados con máxima y mínima concentración de hielo respectivamente (Cuadro 1). Sin embargo, dadas las particulares condiciones de los suelos de los glaciares de roca andinos esta fórmula debería calibrarse por estudios de campo locales unidos a datos de perforaciones. En particular, la velocidad máxima registrada en el área, en hielo glaciar viejo y sin grietas (hielo con densidad máxima), ha alcanzado los 4.200 m/s (Milana y Maturano 1999). A su vez, la velocidad en permafrost degradados locales (suelo frío, pero sin hielo en la estructura) es bastante menor a los 2.500 m/s; un ejemplo es el permafrost de El Tapado-c con V_p de 726 m/s, lo que sugiere que los valores utilizados en la fórmula de Müller (1943) son poco aplicables localmente. Por ello, se reformuló este cálculo, considerando velocidades máximas y mínimas en un sustrato congelado de las características andinas observadas. Tales modificaciones comprenden establecer una velocidad máxima de 4.200 m/s para hielo puro muy compacto (resultado de medi-

ciones en el glaciar de Agua Negra, Milana y Maturano 1999) y una mínima de 400 m/s para el suelo frío pero sin hielo en su estructura. Luego se efectuó una distribución lineal entre estos valores de forma tal que una velocidad de 2.300m/s sugerirá cerca del 50 % de hielo. Los valores superiores a 4.200, serán considerados como 100 % de hielo, mientras que los de menos de 400 m/s, sugerirán la ausencia del mismo. Una capa de agua sobre el permafrost aumentará la velocidad, pero se estima que la misma no podría ser muy espesa debido a que la importante pendiente superficial de los glaciares de roca locales causa su drenaje rápido. La formulación sugerida para estos casos locales sería:

$$P = (V_p - 400) / (4200 - 400) \quad (3)$$

Los resultados de la proporción de hielo calculada de cada perfil en el permafrost se indican en la Tabla 2. Una adaptación de la fórmula de Müller para el rango de velocidades locales medidas sería de la forma:

$$P = 1 - (1/V_p - 1/4200) / (1/400 - 1/4200) \quad (4)$$

Como se muestra en la figura 7, las diferentes fórmulas dan valores muy diferentes en la proporción de hielo. Particularmente, la fórmula de Müller modificada (4) podría sobreestimar en gran medida la proporción de hielo en suelos congelados con bajas velocidades de ondas P . Desafortunadamente, no se conoce cual es la ley de variación de las ondas P con la proporción de hielo en situaciones locales, ya que como dijimos, los valores de Müller (1943) son inaplicable a estas situaciones por lo que la función de variación utilizada resulta dudosa también. Dadas estas interrogantes, se ha preferido utilizar una ley de variación lineal entre proporción de hielo y velocidad de las ondas P , para evitar la probable sobreestimación que surge de aplicar la fórmula de Müller a las velocidades locales (Fig.7). Dado que no se conoce esta ley

de variación debido a la ausencia de estudios de campo con control *in situ* de la cantidad de hielo en la capa, sería posible que la fórmula adoptada (variación lineal) sobreestime la cantidad de hielo, en caso que dicha ley de variación tuviera una curvatura opuesta a la sugerida por Müller. Lo antedicho destaca la necesidad de estudios de campo en donde se confronte la proporción real de hielo en con V_p . Por ello, las interpretaciones efectuadas son aproximaciones.

Aplicaciones geotécnicas de estos estudios

Los estudios geofísicos del conjunto *permafrost*/capa activa en cuerpos tan particulares como los glaciares de roca pueden ser de gran utilidad para aplicarse a estudios no hidrológicas como por ejemplo para diseñar obras civiles en áreas de suelos congelados (Corte 1990, Croce y Milana 2002c). En general, se considera que los suelos congelados andinos tienen pocas posibilidades de fluidificarse por descongelamiento debido a su estructura granular gruesa que le da sustento aún habiendo desaparecido la matriz de hielo que le da mucho más cohesión como lo demuestran el aumento de velocidad de ondas P, directamente relacionado con un módulo compresivo del material. Sin embargo, debe considerarse seriamente el proceso de crecimiento desplazativo del hielo que tiende a separar los granos o clastos, y también la existencia de estos parches o núcleos de hielo masivo, como se observan en el glaciar de rocas glaciogénico y que podría haber en el glaciar de rocas criogénico. Cualquier construcción civil tiende a alterar el equilibrio térmico del sustrato congelado, lo que podría tener consecuencias negativas y hasta catastróficas, para cualquier obra planificada sobre *permafrost* independientemente de la profundidad a la que éste se encuentre. En el caso de los suelos andinos estudiados, compuestos de materiales angulosos y con una amplia distribución granulométrica, más de un 20 % de hielo en su estructura implica que parte del sopor-

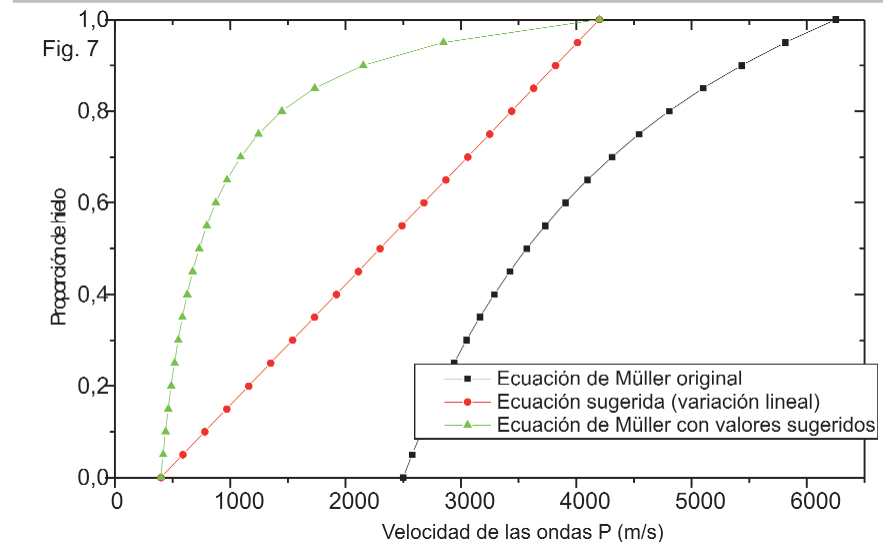


Figura 7: Velocidades de las ondas p en el permafrost y proporción de hielo sugerida por las diferentes fórmulas discutidas en el texto.

te mecánico de dicho suelo está vinculado directamente al hielo presente por lo que su estabilidad puede depender de un pequeño cambio de temperatura. Los resultados de este estudio que sugieren la presencia de *taliks* indican que es probable que haya una gran cantidad de cuerpos de *permafrost* relíctico en Cordillera, heredados de épocas pasadas más frías. Esto demuestra la necesidad de evaluar la presencia de hielo en el suelo hasta en zonas en donde no se espera que haya *permafrost* presente la cual es fácil de efectuar con el método sísmico de refracción. En tal caso, un indicador de la altitud mínima a la cual podría encontrarse *permafrost* relíctico es la presencia de glaciares de roca inactivos y/o degradados.

CONCLUSIONES

Este estudio demuestra como dos glaciares de roca contiguos, similares externamente muestra fuertes diferencias estructurales a partir de los datos geofísicos recabados. Los glaciares de roca El Tapado-c y El Tapado-g, están sujetos al mismo régimen termal y de acumulación nívea actual, pero no comparten la misma evolución ni el mismo régimen hidrológico. Las diferencias detectadas son el posible resultado de una herencia genética de estos dos cuerpos de hielo, las cua-

les fueron corroboradas por el control de campo de ambos glaciares de roca. La información geofísica y morfológica permite resumir las siguientes conclusiones: 1. El origen diferente de los glaciares de rocas, se refleja luego en la estructura y características mecánicas del conjunto *permafrost* y capa activa, las que pueden ser rápidamente detectadas con sismica de refracción. Las diferencias detectadas son:

- Espesor de la capa activa*: Es mayor en el glaciar de rocas criogénico. Dado que ambos glaciares de rocas están sometidos a un régimen térmico casi idéntico, las razones más probables de esa significativa diferencia son (a) la menor concentración de hielo en el *permafrost* original y (b) la desconexión a un sistema hídrico eficiente que la reconstituya, permitiendo un desgaste más rápido del *permafrost*.
- Estructura de la interfase permafrost-capas activa*: Esta interfase definida por el cambio de las propiedades mecánicas entre la capa activa y el *permafrost* y que se observa en el tipo de inflexión de las dromocronas, es neta en el glaciar de rocas glaciogénico y difusa o gradual en el glaciar de rocas criogénico. Interpretamos que esto se debe a que el *permafrost* glaciogénico proviene de la transformación de un glaciar cubierto, manteniendo parcialmente la diferenciación entre cubierta

detrítica y núcleo de hielo glaciar, mientras que el permafrost criogénico es suelo congelado propiamente dicho .

c) *Propiedades mecánicas del permafrost*: Las velocidades de propagación de ondas P en el permafrost glaciogénico son notablemente más altas que en el criogénico, lo que indica una mayor proporción de hielo en el primero, y la presencia de relictos del glaciar original, sustentando lo indicado antes.

2. La importancia hídrica de los glaciares de roca glaciogénicos es mucho mayor que la de los glaciares de roca criogénicos, dado que al menos en este caso, muestran tener mucho más porcentaje de hielo en el *permafrost* y por otra parte, sufren menor desgaste que los glaciares de roca criogénicos debido a que probablemente parte del permafrost es reconstituido por el aporte hídrico del glaciar que los originó, si este aún existe.

3. El presente trabajo corrobora la existencia de cuerpos de permafrost relictos y que probablemente están separados de la capa activa por una capa permanentemente descongelada denominada *talik*, como se observó en el glaciar de rocas criogénico. El carácter relictico del núcleo congelado de este glaciar activo sería el resultado de un importante aumento de la temperatura de aire en los últimos tiempos.

Es destacable que, durante los trabajos efectuados, las únicas fuentes de agua que mantenían el caudal del río Elqui en sus cabeceras era el aporte de los cuerpos de hielo permanentes (glaciares tradicionales y de roca). En contraposición, es notable lo poco que aún conocemos a los glaciares de roca de los Andes áridos, a pesar de haberse demostrado desde hace ya tiempo su importancia como reservas hídricas (i.e., Corte 1990). Considerando la importancia que están cobrando las diferentes reservas hídricas en las zonas áridas, es vital incrementar el conocimiento de la estructura de estos cuerpos utilizando técnicas más complejas, para conocer mejor el funcionamiento de estas importantes reservas hídricas, los glaciares de rocas.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los árbitros designados por la RAGA, los Dres Strelin y González Díaz, sus acertados comentarios que han permitido mejorar este trabajo a pesar de lo polémico de su carácter. Agradecemos también el préstamo del instrumental sísmico al Departamento de Geofísica de la Universidad Nacional de San Juan y el permiso de trabajo en el área dado por la Universidad de La Serena a JPM. Este trabajo contó con el apoyo financiero de BEASA y CMN-Chile.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arenson, L.U., Johansen, M.M. y Springman, S.M. 2004. Effects of volumetric ice content and strain rate on shear strength under triaxial conditions for frozen soil samples. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 261-271.
- Barsch, D. 1978. Active Rock Glaciers as indicators for discontinuous Alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. 3° International Conference on Permafrost 1: 348-353.
- Barsch, D. 1996. Rock Glaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Springer (Series in the Physical Environment 16), 331 p., Berlin.
- Buk, E. 1983. Glaciares de Escombros y su Significación Hidrológica. IANIGLA-CONICET, Acta Geocriogénica 1: 22-35, Mendoza.
- Clark, D., Clark, M. y Gillespie, A. 1993. Debris-Covered Glaciers in the Sierra Nevada, California, and their implication for Snowline Reconstructions: *Quaternary Research* 41: 139-153.
- Corte, A.E. 1976. The Hydrological Significance of Rock Glaciers, *Journal of Glaciology* 17: 157-158.
- Corte, A.E. 1980. Glaciares and glaciolithic systems of the Central Andes. *World Glacier Inventory. Proceedings of the Riederalp Workshop, IAHS-AISH Publication* 126: 11-24.
- Corte, A.E. 1990. Geocriología, El frío en la Tierra. Ediciones Culturales de Mendoza. 444 p.
- Croce, F. 1997. Aplicación de métodos geofísicos en los glaciares de roca El Paso y Dos Lenguas, Departamento de Iglesias, San Juan. Tesis Licenciatura, Departamento de Geofísica, Universidad Nacional de San Juan, (inédita), 101 p.
- Croce, F. y Milana, J. P. 2006. Electrical Tomography applied to image the 3D extent of the permafrost of three different Rock Glaciers of the Arid Andes of Argentina. *Geophysical Research Abstracts* 8: 03026. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-03026.
- Croce, F. y Milana, J.P. 2002a. Internal Structure and Behaviour of a Rock Glacier in the Arid Andes of Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes, Wiley InterScience*, 13: 289-299.
- Croce, F. y Milana, J.P. 2002b. Estudio de la capa activa, el permafrost y la hidrología del glaciar de rocas El Paso, Agua Negra, San Juan. 15° Congreso Geológico Argentino Actas electrónicas, Calafate.
- Croce, F. y Milana, J.P. 2002c. Desarrollo de Sistemas Geocriogénicos en la Zona del Paso de Agua Negra y su Importancia en Geología Aplicada. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas electrónicas, Calafate.
- Gardner, J.S. y Bajewsky, I. 1987. Hilda rock glacier stream discharge and sediment load characteristics, Sunwapta pass area, Canadian Rocky Mountains. En Giardino, R., Shkoder, J.F. Jr, Vitek, J.D. (eds.) *Rock Glaciers*. Allen and Unwin 167-174, London.
- Garg, O.P. 1976. Applications of geophysical techniques in permafrost studies for subarctic mining operations. National Research Council of Canada, Technical Memorandum 119: 60-70, Ottawa.
- Giardino, R., Shroder, J.F. Jr y Vitek, J.D. (eds.) 1987. *Rock Glaciers*, Allen and Unwin, 335 p., London.
- Ginot, P.Ch., Kull, M., Schwikowski, U., Schotterer, H.W. y Gäggeler. 2001. Effects of postdepositional processes on snow composition of a subtropical glacier (Cerro Tapado, Chilean Andes). *Journal Geophysical research* 106: 32.375-32.386.
- Ginot, P.M., Schwikowski, H.W., Gäggeler, U., Schotterer, Ch., Kull, M., Funk, A., Rivera, F., Stampfli, W. y Stichler. 2002. First results of a paleoatmospheric chemistry and climate study of Cerro Tapado, Chile. En Casassa, G., Sepulveda, F. y Sinclair, R.M. (eds.) *The Patagonian Icefields, A Unique National Laboratory for Environmental and Climate Change Studies*, Kluwer Academic, Plenum Publishers 157-167, New York.
- Gorbunov, A.P. 1978. Permafrost investigations in high-mountain regions. *Artic and Alpine Research* 10(2): 283-294.

- Haeberli, W. 1990. Pilot Analysis of Permafrost Cores from the Active Rock Glacier Murtel I, PizCorvatsch, Eastern Swiss Alps - a Workshop Report. *Hydrologie und Glaziologie, ETH* 9, 38 p., Zürich
- Haeberli, W. 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie* 77: 1-142.
- Hamilton, S.J. y Whalley, W.B. 1995. Rock Glacier Nomenclature: A Re-Assessment. *Geomorphology* 14: 73-80.
- Harris, C. (ed.) 2004. The Nature and Dynamics of Mountain Permafrost: Papers from the PACE21 Special Issue, *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 189-391.
- Harris, C. y Corte. A.E. 1992. Interactions and relations between mountain permafrost, glaciers, snow and water: *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 103-110.
- Hauck, C., Isaksen, K., Mühlh, D.V. y Sollid, J.L. 2004. Geophysical surveys designed to delineate the altitudinal limit of mountain permafrost: an example from Jotunheimen, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 191-205.
- Hunter, J. A.M. 1973. The application of shallow seismic methods to mapping of frozen surficial materials. National Academy of Sciences, 2nd. International Conference on Permafrost, Proceedings: 527-535, Washington.
- Kääb, A. y Weber, M. 2004. Development of transverse ridges on rock glaciers: field measurements and laboratory experiments. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 379-391.
- Kirkbride, J. 1996. Book Review: Barsch (1996). *Glacial Geology and Geomorphology*, 1996, <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/papers/review/br03.html>
- Kurfurst, P.J. y Hunter, J.A. 1976. Field and Laboratory Measurements of Seismic Properties of Permafrost. National Research Council of Canada, Technical Memorandum 119: 1-15, Ottawa.
- Lambiel, C. y Delaloye, R. 2004. Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 229-241.
- Lecomte, K.L., Milana, J.P., Formica, S. y Depetris, P. 2007. Hydrochemical appraisal of ice and rock-glacier meltwater in the hyperarid Agua Negra drainage basin, Andes of Argentina. *Hydrological Processes*, doi: 10.1002/hyp.6816
- Matsuoka, N., Ikeda, A. y Date, T. 2005. Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 16, 99-113.
- Maturano, A. 1997. Estudio geofísico del glaciar de Agua Negra. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, (inérita), 95 p.
- Milana, J. P. 2004. Modelización de la deformación extensional ocasionada por el avance catastrófico (surge) del Glaciar Horcones Inferior, Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina* 59 (2): 167-177.
- Milana, J.P. 1998. Predicción de caudales de ríos alimentados por deshielo mediante balances de energía: Aplicación en los Andes Centrales. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 5(2): 53-69.
- Milana, J.P. y Maturano, A. 1999. Application of Radio Echo Sounding at the Arid Andes of Argentina : The Agua Negra Glacier. *Global and Planetary Change, Special Issue: Glaciers of the Southern Hemisphere* 22: 179-191.
- Mühlh, D.V. y Haeberli, W. 1990. Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier Murtel,/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps. *Journal of Glaciology* 36: 151-158
- Müller, S.W. 1943. Permafrost or Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems. United States Engineers Office, Strategic Engineering Study, Special Report 62: 136, (Reprinted in 1947, Ewards, J.W., Ann Arbor, 231 p.).
- Nakawo, M., Raymond, C.F. y Fountain, A. (eds). 2000. Debris-covered glaciers. International Association of hydrological Sciences, Publication 264, IAHS Press, 288 p., Wallingford.
- Ostrem, L. 1964. Iced-Cored Moraines in Scandinavia, *Geografiska Annaler* 46: 282-337.
- Ostrem, L. 1965. Problems of dating Ice-Cored Moraines, *Geografiska Annaler* 53: 207-213.
- Outcalt, S. I. y 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. 1972. Ice-Cored Rock Glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming, *Geological Society of America, Bulletin* 83(10): 3025-3057.
- Richmond, G.M. 1986. Stratigraphy and correlation of glacial deposits of the Rocky Mountains, the Colorado Plateau and the Ranges of the Great Basin. *Quaternary Science Reviews* 5: 99-127.
- Schrott, L. 1991. Global solar radiation, soil temperature and permafrost in the Central Andes, Argentina: a progress report. *Permafrost and Periglacial Processes* 2:59-66.
- Schrott, L. 1994. The hidrological significance of high mountain permafrost and its relation to solar radiation, a cause study in the high Andes of San Juan, Argentina. *Geographisches Institut, Universität Heidelberg*, 18 p., Heidelberg.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. y Keys, D.A. 1981. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 550 p., Cambridge.
- Thenthorey, G. 1992. Perennial névés and hydrology of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 247-252.
- Van Everdingen, R. (ed.) 1998. Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. (<http://nsidc.org/fgdc/glossary>)
- Videla, M. 1997. Estudio de las Fluctuaciones del Glaciar Superior de los Horcones en la Región del Aconcagua. Tesis Doctoral, Departamento de Geografía, Universidad Nacional de Cuyo, (inérita), 190 p., Mendoza
- Vuille, M. y Milana, J.P. 2007. High-latitude forcing of regional aridification along the subtropical west coast of South America. *Geophysical Research Letters* 34, L23703, doi: 10.1029/2007GL031899
- Wahrhaftig, C. y Cox, A. 1959. Rock glaciers in the Alaska Range, *Geological Society of America, Bulletin* 70: 383-436.
- Wayne, W. J. 1981. Ice segregation as an origin for lenses of non-glacial ice in "ice-cemented" rock glaciers. *Journal of Glaciology* 27(97): 506-510.
- Whalley, W.B. y Martin, E.H. 1992. Rock glaciers: II Models and Mechanisms. *Progress in Physical Geography* 16: 127-186.
- White, S.E. 1986. Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. *Quaternary Science Reviews* 5: 201-205.

Recibido: 2 de febrero, 2008

Aceptado: 30 de julio, 2008