

Mediciones de espesor en glaciares de Chile centro-sur

Andrés Rivera

Departamento de Geografía, Universidad de Chile
Centro de Estudios Científicos, Valdivia
University of Bristol, UK

Gino Casassa & Cesar Acuña

Centro de Estudios Científicos, Valdivia

Recibido 10 mayo 2002; versión corregida y aceptada, 2 octubre 2002.

RESUMEN

Se presentan resultados de mediciones de espesor de hielo realizadas en Chile centro-sur (30-41°S) durante los últimos años. La información fue obtenida mediante radar en cinco glaciares. En todos los casos, las señales de radar fueron levemente atenuadas permitiendo la penetración de la totalidad del hielo, lo que implica que la presencia de agua supra, intra y subglacial no afectó significativamente las señales. El sistema se probó tanto en glaciares descubiertos, así como en glaciares con cubierta detrítica, la que si bien generó cierto nivel de ruido en los registros, no impidió la penetración de las señales hasta el fondo subglacial, obteniéndose espesores máximos de 230 m en la zona de ablación del glaciar Juncal Norte. El análisis de la potencia de reflexión interna y de fondo, permitió caracterizar una condición fría para el glaciar Tapado (sin deslizamiento basal), mientras que para el glaciar Juncal Norte, se corroboró su condición temperada. Las mediciones de espesor de hielo realizadas con este sistema de radar tienen una precisión bastante mejor que otros métodos de prospección geofísica empleados en Chile (1-6%), permitiendo un cálculo más confiable y preciso del volumen equivalente en agua existente en estado sólido en la cordillera. Un programa de medición de espesores en glaciares representativos de las distintas cuencas del país, podría mejorar la evaluación del recurso hídrico, permitiendo un seguimiento en el tiempo de las variaciones y respuestas glaciales frente a los cambios climáticos que están afectando actualmente el país.

Palabras clave: Glaciares, radar, Chile Central, espesor de hielo.

Thickness measurements of glaciers from Central-South Chile

ABSTRACT

The results of ice thickness measurements carried out in Chile (30-41°S) during recent years are presented. The information was obtained by means of radar in five glaciers. In all of them, the radar signals were slightly attenuated allowing penetration of the ice to the bedrock. This means that the presence of supra, intra and subglacial meltwater did not affect the signals significantly. The system was tested on bare ice as well as debris covered ice. For debris covered ice areas, the signals were much more noisy than on bare ice, but they were able to penetrate the ice to the bedrock, obtaining a maximum thickness of 230 m in the ablation area of Juncal Norte glacier. The analysis of bed and internal reflection power, allowed the characterisation of cold ice for Tapado glacier (without basal sliding) whilst Juncal Norte glacier was recognised as temperate ice. These radar ice thickness measurements have a high accuracy (1 to 6%), which is much better than other geophysical methods used in Chile, allowing a more accurate and confident estimation of the water equivalent volume storage in the high mountain of this part of the country. An ice thickness measurement programme of representative glaciers from different hydrological basins of the country would improve water resources evaluation, and also allow better monitoring of the glacier variations and responses with respect to the current climate changes affecting that part of the country.

Key words: Glaciers, radar, Central Chile, ice thickness

INTRODUCCION

Durante las últimas décadas, la mayor parte de los glaciares del país han experimentado un importante retroceso, adelgazamiento y pérdida de superficie (RIVERA et al. 2000a; ANIYA et al. 1997), debido a las tendencias de aumento de las temperaturas y disminución de las precipitaciones detectadas en gran parte del país (ROSENBLÜTH et al. 1997), lo que ha contribuido significativamente al aumento global del nivel del mar (ANIYA 1999; RIVERA et al. en prensa).

Este proceso de deglaciación ha tenido efectos negativos en términos de los volúmenes de reservas sólidas de agua existentes en la cordillera andina, puesto que en Chile central, se han detectado pérdidas de hasta un 50% de la masa de algunos glaciares en los últimos 50 años (RIVERA et al. 2000b).

Una de las principales consecuencias de esta disminución, se relaciona directamente con los caudales de las cuencas con régimen glacial, especialmente durante los meses de verano, donde el agua de fusión proveniente de los glaciares, puede representar más del 68% del caudal (PEÑA & NAZARALA 1987).

Para estimar con mayor precisión el aporte de los glaciares a los caudales de los principales ríos del Chile, y de esta manera evaluar las reservas hídricas, es fundamental completar los inventarios existentes, realizar un mayor número de trabajos glaciológicos e iniciar nuevos programas de balance de masa.

Hasta la fecha, sólo existe un glaciar con un programa exitoso de mediciones directas de balance de masa en Chile central, dirigido por la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas, en el glaciar Echaurren Norte (cuenca del río Maipo). En dicho glaciar, se ha detectado una alta correlación entre años con fases negativas de la Oscilación del Sur o eventos El Niño (El Niño - Oscilación del Sur, ENOS) y balances de masa positivos (ESCOBAR et al. 1995).

Una de las razones por la que sólo existe un programa de mediciones directas de balance de masa en Chile, es el costo (logístico, humano y financiero), involucrado en mediciones directas de acumulación y ablación de nieve y hielo en una red de balizas instaladas anualmente sobre un glaciar. Para superar este problema, actualmente se está modelando el balance de masa de un gran número de glaciares, mediante el uso de diversos métodos indirectos, tales como el método geodésico. Éste se basa en la comparación de la topografía superficial del hielo en distintos períodos de tiempo con respecto a una superficie sin cambio; permite estimar el balance de masa para la totalidad de un glaciar en forma sencilla (KRIMMEL 1999). La topografía superficial se puede obtener mediante técnicas de percepción remota (por ejemplo fotogrametría o técnicas modernas de interferometría) o bien mediante levantamientos topográficos tradicionales. Sin embargo, cuando se cuenta con dicha información, solamente para algunos puntos del glaciar, se puede modelar el balance de masa mediante el uso de la ecuación de continuidad o conservación de masa. Ésta requiere pocos parámetros, entre los que destaca el espesor de hielo, como uno de los más críticos en términos de su incidencia en los márgenes de error (RASMUSSEN & KRIMMEL 1999).

En Chile, la mayor parte de las mediciones de espesor de hielo se han concentrado en los Campos de Hielo Norte y Sur, donde se han empleado diversos sistemas, destacando por su eficiencia el sistema de radio eco sondeaje (RES). Éste fue empleado en el Paso de los Cuatro Glaciares, de Campo de Hielo Sur (49°S, 73°20'W) donde se midieron espesores máximos de 751 m (RIVERA & CASASSA 2000).

En el resto del país algunos pocos glaciares han sido medidos con RES, tales como los glaciares Olivares Alfa, Olivares Beta y Echaurren Norte de Chile central, en los cuales se aplicó un sistema de radar montado en helicóptero (CASASSA et al. 2001) o en la

caldera volcánica de los Nevados de Sollipulli, donde GILBERT et al. (1996), combinaron RES y gravimetría, logrando determinar espesores máximos de 650 m. Otros glaciares han sido medidos sólo con gravimetría, método que si bien no tiene rango máximo de penetración, posee una mucho menor precisión (CASASSA 1987).

Para incrementar la cantidad y calidad de éstas y otras mediciones glaciológicas, el Laboratorio de Glaciología del Departamento de Geografía de las universidades de Chile y Magallanes y el Centro de Estudios Científicos de Valdivia, han realizado - en colaboración con investigadores extranjeros - un extenso programa de mediciones, que incluyen entre otros aspectos, la aplicación de métodos de prospección geofísica para determinar espesores de hielo con el sistema de radio eco sondaje.

En este artículo se presentan algunos de los resultados de las mediciones de espesor de hielo, realizadas en los siguientes glaciares de Chile centro sur (30°- 41°S): glaciar del Tapado (cerro Tapado) en la cuenca del Elqui; Juncal Norte (cerro Juncal), en la cuenca del Aconcagua; San Francisco (cerro Morales), en la quebrada de Morales de la cuenca del Maipo; Esmeralda (cerro El Plomo) en la cuenca del Mapocho y Casa Pangué (monte Tronador) en la cuenca del Peulla (Fig. 1).

MATERIALES Y MÉTODOS

Método de radio eco sondaje (RES)

Este método se basa en los mismos principios que el sonar, usado comúnmente en navegación y prospección marina, y que el método sísmico utilizado en prospección de petróleo. En esencia, el radio eco sondaje consiste en transmitir una onda electromagnética hacia el interior del glaciar, la que rebota en la base rocosa y es captada en un receptor instalado en la superficie. El espesor se determina a partir del tiempo empleado

por la onda, entre su salida desde un transmisor ubicado en la superficie del glaciar y su retorno (debido a su rebote en el relieve subglacial) a un receptor ubicado en la misma superficie pero a una cierta distancia horizontal del transmisor en el caso de un radar biestático.

En diversos glaciares del mundo se han utilizado distintos transmisores que trabajan con frecuencias entre 30 y 700 MHz (BOGORODSKY et al. 1985), los cuales han sido exitosos en la prospección de hielo frío (que presenta temperaturas por debajo del punto de fusión), el cual es muy permeable a la penetración de ondas electromagnéticas en estas frecuencias. Sin embargo, en hielo temperado (hielo cuya temperatura es muy cercana al punto de fusión), pueden existir cuerpos de agua de hasta varios metros de dimensión dentro del glaciar, los que producen una importante dispersión y absorción de las ondas electromagnéticas con frecuencias superiores a 30 MHz.

Los primeros en sugerir criterios para la construcción de un radar para hielo temperado fueron WATTS & ENGLAND (1976), quienes encontraron que el esparcimiento de las señales de radar en este tipo de glaciares, se reducía en forma significativa por debajo de los 10 MHz, vale decir en el rango de la HF (High Frequency: 3-30 MHz). Es así como VICKERS & BOLLEN (1974) construyeron el primer radar para hielo temperado, sondeando exitosamente el glaciar South Cascade en Washington, EE.UU. Dicho modelo es del tipo "impulso", debido a que el transmisor genera una poderosa señal monopolso, la cual es irradiada por medio de antenas dipolo cargadas resistivamente.

Actualmente, el método de radar ha desplazado al método de gravedad debido a su mayor precisión y capacidad de recolección de datos. Asimismo, es más versátil que el método sísmico, por lo que se ha transformado en el método estandarizado para determinar espesores de hielo y la estructura interna de los glaciares.

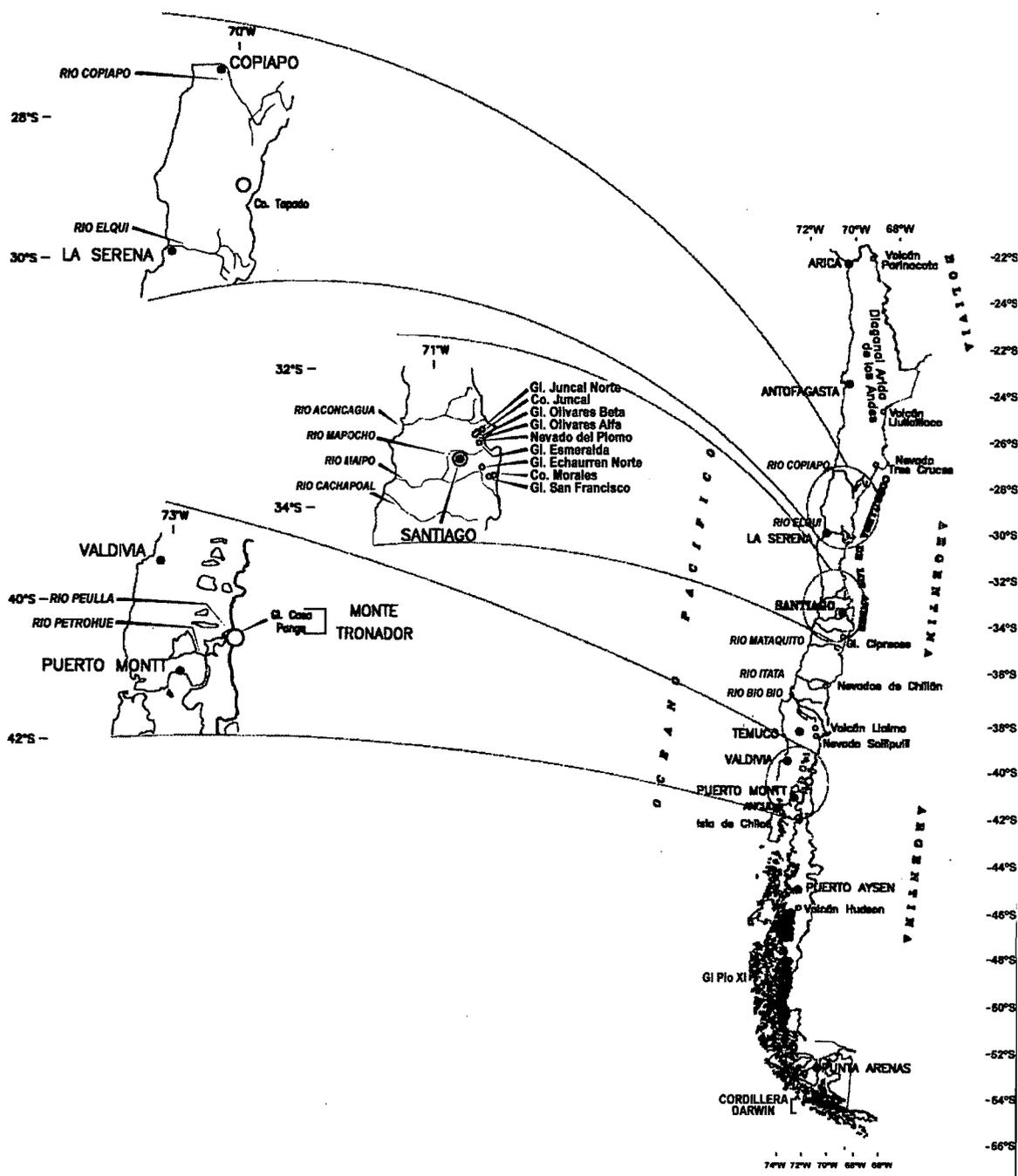


Fig. 1. Carta de ubicación general con la localización de los glaciares y otros topónimos empleados en el texto.

Fig. 1. Index map showing the location of the glaciers and other geographic features discussed in the text

Tabla 1. Características de diferentes transmisores. Valores adaptados de CÁRDENAS 1998.**Table 1. Characteristics of different transmitters. Adapted from CARDENAS 1998.**

Transmisor	Máx. potencia instantánea de salida (kW)	Máxima voltaje de salida (Vpp)	Dimensiones (cm)	Peso	Probado por	Diseñado por
Bristol	9	680	13x13x12	0.7	GILBERT et al. (1996)	University of Bristol, UK
Narod/Clarke	24	1100	10x7x3	0.1	CARDENAS (1998)	Narod y Clarke (1994)
OSU	51	1600	20x12x6	0.7	THOMPSON et al. (1982 y 1988)	The Ohio State University, EEUU.

Sistemas de radar empleados en Chile

Radar análogo

El primer sistema empleado en Chile, consistía en un transmisor diseñado en The Ohio State University (OSU) y un osciloscopio análogo (Tablas 1 y 2), cuya pantalla debía ser fotografiada para capturar la señal, obteniéndose mediciones puntuales (CASASSA 1992).

Radar digital para mediciones puntuales

Para reducir los problemas técnicos que implicaba fotografiar la pantalla del receptor, se diseñó un segundo sistema de radar, compuesto por un transmisor diseñado en la Universidad de Bristol y un osciloscopio digital (Tabla 1 y 2), que permitía el traspaso de las señales a PC, el cual se conectaba directamente al receptor. Este sistema tenía carácter puntual, puesto que las antenas debían ser desplegadas en cada punto de medición (CASASSA & RIVERA 1998).

Radar digital para mediciones continuas (perfilaje) realizadas a pie

Con el objeto de obtener mediciones continuas de espesor de hielo, se diseñó un sistema en que las antenas eran amarradas a cañas de fibra de vidrio de 10 m de largo, las

que se adosaban a mochilas que eran portadas por dos investigadores, permitiéndose la colección de datos mientras se caminaba sobre el glaciar. Este sistema permitía realizar mediciones puntuales o cada pocos segundos, generándose un perfil semi-continuo de retornos. Este sistema de perfilaje mejoró significativamente la interpretación de los retornos subglaciales. Sin embargo en zonas muy agrietadas no pudo ser empleado satisfactoriamente, por lo complicado de caminar sobre el hielo, escalando paredes y sorteando grietas, con cerca de 20 m de cañas de fibra de vidrio con antenas adosadas a las espaldas de los investigadores.

Para medir superficies de hielo con numerosas grietas y paredes verticales de hielo, se construyó un sistema en que las antenas son introducidas en cintas de escalada, las cuales son arrastradas sobre el hielo, permitiéndose el desplazamiento de los investigadores en forma más segura. Este sistema de arrastre, adaptado de la Universidad de Washington (GADES 1998) permite medir en forma continua en superficies peligrosas, capturando datos cada pocos segundos.

Las antenas empleadas tienen un largo de medio dipolo de 5 a 20 m, las que se conectan en la etapa transmisora a un transmisor de impulso (Tabla 1). En el receptor, las antenas se conectan a un osciloscopio digital de captura digital (Tabla 2). Los datos son

Tabla 2. Receptores
Table 2. Receivers

Osciloscopio	Modelo	Ancho de Banda (MHz)	Almacenamiento	Probado en Chile por
Hitachi	V-209	20	Análogo	CASASSA 1992
Tektronics	THS-720	100	Digital	CASASSA et al. 1998 RIVERA & CASASSA 2000
Fluke	PM-97	50	Digital	GILBERT et al. (1996)

almacenados en el disco duro de un computador portátil mediante una conexión vía puerta serial (RS232). Todo el sistema (computador portátil, transmisor y osciloscopio) es alimentado por baterías de 12 V.

Para posicionar las mediciones de espesor de hielo con los sistemas de radar en perfilaje, se emplean receptores GPS, que permite almacenar una posición cada 5 segundos. En el sistema portado por dos investigadores, los receptores GPS son llevados por el investigador que lleva el transmisor. La precisión de estas mediciones topográficas depende de la calidad de los receptores, pudiendo alcanzar precisiones sub-métricas, mediante el uso del método GPS diferencial y receptores de calidad topográfica o geodésica.

Radar digital para mediciones continuas (perfilaje), realizadas con motos de nieve

Para mediciones de espesor de hielo en grandes superficies cubiertas por nieve y sin grietas en superficie, se ha diseñado un sistema de perfilaje digital, que se monta sobre trineos de fibra de vidrio, los cuales son impulsados por una moto para nieve, mediante el uso de cuerdas de montaña unidas con mosquetones. Se utilizan antenas con longitud de medio dipolo de 20 m, dispuestas en línea y con un largo total del sistema de radar de 120 m. El trineo receptor se ubica a 40 m de la moto, y el trineo del transmisor, 100 m atrás de la moto. Para posicionar las mediciones, se emplean receptores GPS que

se instalan en la moto de nieve (CASASSA et al. 1998; RIVERA & CASASSA 2000; RIVERA & CASASSA en prensa).

Radar digital para mediciones continuas (perfilaje) realizadas a bordo de helicópteros y aviones.

En los últimos años se han implementado nuevos sistemas de medición de espesor de hielo en perfilaje con apoyo de helicópteros y aviones. Estos sistemas han sido empleados con éxito en varios países, midiéndose en forma rápida y efectiva glaciares en zonas remotas.

En Noruega, KENNET et al. (1993) emplearon satisfactoriamente un sistema de radar montado en helicóptero, con el que se midió 300 m de hielo temperado. Este sistema consistía en un transmisor de impulso con una frecuencia central de 6 MHz y antenas cuyo largo de medio dipolo era de 8 m.

Un sistema aerotransportado similar pero con un transmisor de 150 MHz, probado satisfactoriamente en Antártica donde se midió un máximo de 3643 m de hielo frío (STEINHAGE et al. 1999), ha sido empleado recientemente en Chile, con pobres resultados para hielo temperado de Patagonia y Chile central. Este sistema posee una antena compuesta por un cono reflector, bajo la cual se colocan las antenas dipolo, que se insertan en tubos de fibra de vidrio, todo lo cual cuelga del helicóptero (DAMM et al. 1999, CASASSA et al. 2001).

En Noviembre de 2001, un sistema de radio eco sondaje montado en avión Twin Otter de la Fuerza Aérea de Chile (FACH), fue probado en glaciares del Parque Nacional Torres del Paine (CARDENAS 2002).

Captura, despliegue y análisis de datos.

La captura de datos en los sistemas de radar es controlada normalmente vía software. Los programas de captura empleados hasta ahora en los equipos descritos en este trabajo, se han diseñado en Qbasic, permitiendo controlar diversos parámetros del osciloscopio receptor.

Los programas permiten definir el número de promedios para cada disparo. También se puede definir el formato de captura, que por lo general está compuesto por 500 puntos para cada disparo. Los datos se almacenan en formato binario, grabando cada disparo en 512 o 1024 bytes (500 o 1000 bytes con data y un encabezado de 12 o 24 bytes). Un archivo completo esta formado por varios disparos, con un volumen en bytes igual al número de disparos multiplicado por 512 o 1024 bytes, más un encabezado general de 512 o 1024 bytes, con información que describe el archivo en términos de escalas de tiempo, de voltaje, promedios empleados y nombre del archivo.

En términos de escala de tiempo, se emplean escalas que fluctúan entre 20 microsegundos (ms) para grandes espesores (hasta 1700 m aproximadamente) y 2 ms para espesores pequeños, inferiores a 170 m. Esto quiere decir que, del total de la señal transmitida, se capturan únicamente tiempos de retorno inferiores al valor máximo señalado. En términos de voltaje, se emplean sensibilidades altas en el osciloscopio para captar el máximo de detalles. Los valores típicos fluctúan entre 5 y 50 mV. La selección depende del tipo de osciloscopio empleado y las características de los retornos con respecto al ruido medioambiental. En forma paralela y simultánea a la captura de las señales de retorno del radar, se graba un archivo log de registro

de tiempo, que almacena - para cada disparo de radar - la hora en que fue efectuado. Este archivo será el que permita relacionar cada medición de radar con datos capturados con GPS.

Cada disparo puede ser apreciado en dos formatos complementarios: diagrama A (amplitud) y diagrama R (raster). El diagrama A, permite desplegar cada disparo en un eje de coordenadas cartesianas, donde la abscisa representa tiempo y la ordenada voltaje. Este tipo de representación, es especialmente útil para determinar con precisión la forma del pulso transmitido, así como la amplitud y tiempo del retorno. El diagrama raster, permite desplegar todos y cada uno de los disparos en formato de imagen, donde las columnas representan desplazamientos horizontales (cada disparo) y las filas representan tiempo de retorno, a partir del cual se puede calcular el espesor del hielo. Este tipo de representación permite analizar e interpretar en forma interactiva cada perfil, determinándose con facilidad el inicio del disparo superficial, así como la posición del retorno subglacial.

La interpretación de los perfiles se realiza mediante la conversión de los diagramas A, a un formato raster importable en el software comercial IDRISI, donde cada archivo es desplegado y analizado en pantalla. En general los datos son sometidos a una equalización de sus histogramas de frecuencia, con el objeto de desplegar sólo aquellos rangos de valores digitales donde se ubican las amplitudes de voltaje asignables a los retornos subglaciales. Una vez determinados los retornos subglaciales, se contrasta la interpretación con los diagramas A de cada disparo. Una vez aceptada la validez del retorno subglacial, se procede a digitalizar en pantalla el inicio de cada retorno subglacial, el cual se caracteriza por un aumento local significativo de la amplitud de voltaje del registro. Esta digitalización en pantalla, asigna un valor de tiempo de retorno (two-way travel time) para cada disparo almacenado en terreno. Con este valor se procederá a calcular el espesor de hielo para cada disparo.

Individualmente, cada disparo puede presentar complicaciones interpretativas, debido a que los retornos de fondo pueden presentar amplitudes muy similares al ruido de fondo o ambiental existente en el momento de captura de los datos. Pero al analizar secuencialmente los disparos en el formato raster, se obtiene la continuidad espacial del sustrato subglacial, facilitándose significativamente la interpretación.

Debido a la naturaleza eléctrica de las antenas dipolo utilizadas, las ondas electromagnéticas transmitidas desde la superficie se irradian en todas las direcciones, y los retornos que se capturan en el sistema de recepción, no sólo provienen del punto subglacial ubicado a menor distancia del radar. En primera instancia llega la señal transmitida superficialmente, que viaja en el aire a la velocidad de la luz. Luego y con un tiempo de retorno que depende del espesor de hielo, comienzan a llegar las señales que han rebotado en el sustrato rocoso, tanto del punto ubicado verticalmente bajo el radar, como de aquellos puntos ubicados en las cercanías, que pueden tener menor espesor de hielo dependiendo de la rugosidad topográfica subglacial.

Lo anterior implica que los retornos capturados, no necesariamente provienen del punto subglacial ubicado verticalmente bajo la superficie, sino que puede provenir de puntos ubicados lateralmente y a menor distancia de la superficie. Este tipo de problemas es más significativo en zonas con pendiente superficial y subglacial importante. Para solucionar esos problemas interpretativos, los registros de radar deben ser corregidos mediante una técnica geofísica conocida como migración, con el fin de corregir posibles retornos laterales y asignar un espesor más preciso al punto ubicado inmediatamente abajo del sistema de radar ubicado en la superficie.

A pesar de las bondades interpretativas de la representación raster, pueden darse numerosos problemas con los registros, como por ejemplo, la existencia de retornos laterales o de sustratos morrénicos o volcánicos a ni-

vel intraglacial, los que pueden llegar a atenuar las señales transmitidas, impidiendo la penetración de espesores mayores. Además de la atenuación, existen típicamente numerosos problemas de conexión de antenas o ruido ambiental, que generan registros confusos o no interpretables.

Cálculo de espesores

Para calcular el espesor de hielo en cada punto de medición, se emplea la siguiente ecuación basada en trigonometría básica y cinemática (CASASSA & RIVERA, 1998):

$$H = \sqrt{\left\{ \left(t + \frac{s}{v_a} * \frac{v_i^2 - s^2}{4} \right) \right\}}$$

ECUACIÓN 1

Donde,

H, es el espesor de hielo, en m
 v_a , es la velocidad de propagación de la onda en el aire ($299.8 \text{ m}\mu\text{s}^{-1}$)
 v_i , es la velocidad de propagación de la onda en el hielo, en $\text{m}\mu\text{s}^{-1}$
 s, es la distancia entre el centro geométrico del transmisor y el receptor, en m
 t, es el tiempo de retorno del eco subglacial (two-way travel time), en μs^{-1}

Para determinar la velocidad de propagación de las ondas de radar en el hielo, pueden emplearse valores conocidos de permisividad dieléctrica relativa, obtenidos en laboratorio. Para el hielo puro y homogéneo, puede aplicarse la siguiente ecuación (MACHARET et al. 1993):

$$v_i = \frac{v_a}{\sqrt{\epsilon}}$$

ECUACIÓN 2

Donde,
 ϵ , es la parte real de la permisividad dieléctrica relativa del hielo (en adelante permisividad).

En el caso de glaciares fríos, JEZEK et al. (1978) midieron valores de velocidades de propagación en hielo del orden de $167 \text{ m}\mu\text{s}^{-1}$, lo que implica una permisividad cercana a 3.17.

Para glaciares templados sin embargo, MACHARET et al. (1993) midieron velocidades menores, del orden de $161 \pm 6.9 \text{ m}\mu\text{s}^{-1}$, especialmente en las zonas de ablación de glaciares en la ex URSS. Lo que implica una permisividad promedio de 3.47.

Aplicar una permisividad teórica a glaciares templados como los existentes en Chile, puede generar algunas diferencias significativas de velocidad, debido a varios factores. En primera instancia, el margen de error en la velocidad del hielo de MACHARET et al. (1993), puede explicarse por inhomogeneidades en la presencia de agua en el hielo y las distintas capas de nieve-neviza-hielo en el glaciar. Otro factor que puede incidir en la velocidad de propagación de las señales en el hielo, es la frecuencia central del sistema (PLEWES & HUBBARD, 2001). Ésta es una función de las características del transmisor, y de la naturaleza de las antenas, particularmente su largo. La frecuencia puede ser calculada según la siguiente ecuación, que relaciona longitud de onda con velocidad de propagación de la onda (LUCERO, 2001):

$$f = \frac{v_i}{4L}$$

ECUACIÓN 3

Donde,

f , frecuencia central del sistema (MHz).

L , es el largo del semi dipolo empleado en el sistema (m).

Otro factor que puede incidir en la velocidad de propagación de las ondas en el hielo es la variación en la conductividad eléctrica del hielo, que se genera por presencia de impurezas, tales como cenizas volcánicas, materiales morrénicos, etc. Para estimar el factor

de pérdida (P_w), asociado a la presencia de impurezas, puede emplearse la siguiente ecuación (PLEWES & HUBBARD, 2001):

$$P_w = \epsilon * C * \omega$$

ECUACIÓN 4

Donde,

c , es la conductividad eléctrica del hielo en (mS / m)

ω , es la frecuencia angular del sistema, que según REES (2001), puede calcularse con la siguiente ecuación:

$$\omega = 2 * \pi * f$$

ECUACIÓN 5

Donde,

π , es 3.1416

La ecuación que relaciona los anteriores parámetros y que permite estimar la velocidad de transmisión de señales en el hielo, está definida por la siguiente ecuación (PLEWES & HUBBARD, 2001);

$$v_i = \frac{v_a}{\sqrt{\left\{ \left(\epsilon / 2 \right) \left[\left(1 + P_w^2 \right) + 1 \right] \right\}}}$$

ECUACIÓN 6

Debido a que en Chile no existen mediciones propias de velocidad de transmisión de las señales de radar en el hielo, se asumirán las velocidades obtenidas en glaciares templados por MACHARET et al. (1993).

Para determinar el error en la determinación del espesor de hielo, se emplea la ecuación siguiente,

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum (H_x - H_{x'})^2}{n}}$$

ECUACIÓN 7

Donde,

RMS (Root-mean-square o error cuadrático medio), es el error del conjunto de datos (m)
H, es el espesor medido en el punto "x" donde dos perfiles RES se cruzan (m)
n, el número de datos comparados

Los datos comparables corresponden a intersecciones de perfiles de radar, donde se mide el mismo punto en dos perfiles distintos o donde se sabe el espesor por otros métodos (sísmica o testigos de hielo).

Cálculo de las características de las superficie subglacial

Para la determinación de las características basales del hielo, se puede calcular la potencia de reflexión de fondo y su comparación con la reflexión interna. GADES et al. (2000) y COPLAND & SHARP, (2001), han empleado este parámetro para determinar las características basales en Siple Dome, Antártica y en el glaciar Johns Evans, Ellesmere Island, Artico Canadiense. Comparando las reflexiones internas del glaciar y de fondo del glaciar, es posible caracterizar y mapear las condiciones hidrológicas y térmicas en la base del glaciar.

La potencia de reflexión de fondo (BRP, bed-reflection power) que es medida con RES, puede indicar la atenuación a la que se ve sometida la señal de radar, tanto por las condiciones internas del hielo, como por la presencia de agua y otras impurezas. Para ello, se puede comparar la reflexión de fondo con la reflexión interna del glaciar (IRP, internal reflection power).

La potencia de retorno de las señales de radar se define como (GADES et al. 2000)

$$P = \frac{1}{2(t_2 - t_1 + 1)} \sum_{i=t_1}^{t_2} A_i^2$$

ECUACIÓN 8

Donde,

P, es la potencia de reflexión ($mV^2 ns^{-1}$)
t1 y t2, representan el inicio y final en tiempo para cada ventana de medición (ns)
A, es la amplitud de retorno (mV)

La ventana de tiempo para la reflexión interna IRP, debe calcularse unos pocos nano-segundos (ns) después de que ha terminado el pulso superficial y unos pocos antes de que comience el subglacial, con el fin de evitar el ruido de la señal aérea. La ventana de medición de la reflexión subglacial (BRP), comienza inmediatamente antes del inicio del retorno subglacial y cubre toda la señal de fondo.

Valores bajos de IRP y BRP son propios de estructuras internas de hielo poco complejas, con escasa presencia de agua e inclusiones morrénicas u otras perturbaciones de origen dinámico (grietas, moulins, etc), tales como las existentes en glaciares fríos. Altos valores de IRP y BRP denotan condiciones típicas de glaciares templados.

Para calcular ambas reflexiones, deben eliminarse los disparos con retornos con problemas de conexión o con ruidos ambientales excesivos generados por la operación de radios VHF o presencia de metales, todo lo cual puede alterar las reflexiones internas y de fondo.

RESULTADOS

Como puede apreciarse en la tabla 3 se han medido con RES cinco glaciares de los Andes centrales (30°S a 41°S).

Glaciar Tapado

El glaciar Tapado ($30^{\circ}08'S$, $69^{\circ}55'W$, 3.6 km^2 de superficie RIVERA et al. 2000) fue seleccionado por un equipo de investigadores suizos (GINOT et al. en prensa), quienes buscaban un glaciar ubicado en las proximidades de la llamada diagonal árida de los Andes (MESSERLI et al. 1998), con el fin de reconstruir mediante la extracción de un testigo de hielo, las condiciones paleoclimáticas de los últimos cientos de años, especialmente en relación con la presencia de eventos El Niño-Oscilación del Sur (ENOS).

El testigo extraído tuvo un largo total de 36 m y permitió determinar características glacio-químicas del hielo por un período de cerca de 100 años. En este período se detectó una alta variabilidad interanual de la acumulación de nieve, debido a la frecuencia del

fenómeno ENOS, que afectó el glaciar con valores positivos de acumulación durante años con períodos El Niño, o fase negativa de la Oscilación del Sur (GINOT et al. en prensa). El glaciar es frío, con temperaturas de -8.5°C en superficie y -12.5°C en la base del glaciar, a 36 m de profundidad.

Debido a que la superficie del glaciar estaba compuesta por penitentes (LLIBOUTRY, 1954), debió generarse un sendero en la nieve para transitar con el radar. En total se midieron tres perfiles (uno longitudinal y dos transversales) ubicados a 5530 m.s.n.m., en un sector cercano a la cumbre del Cerro Tapado (5536 m.s.n.m. Fig. 2a). Resultados preliminares de radar se presentan en RIVERA et al. (2000c).

Se empleó un largo de antenas de 5 m, con una escala de tiempo de $0.2 \mu\text{s}^{-1}$ por división (con este procedimiento se captura-

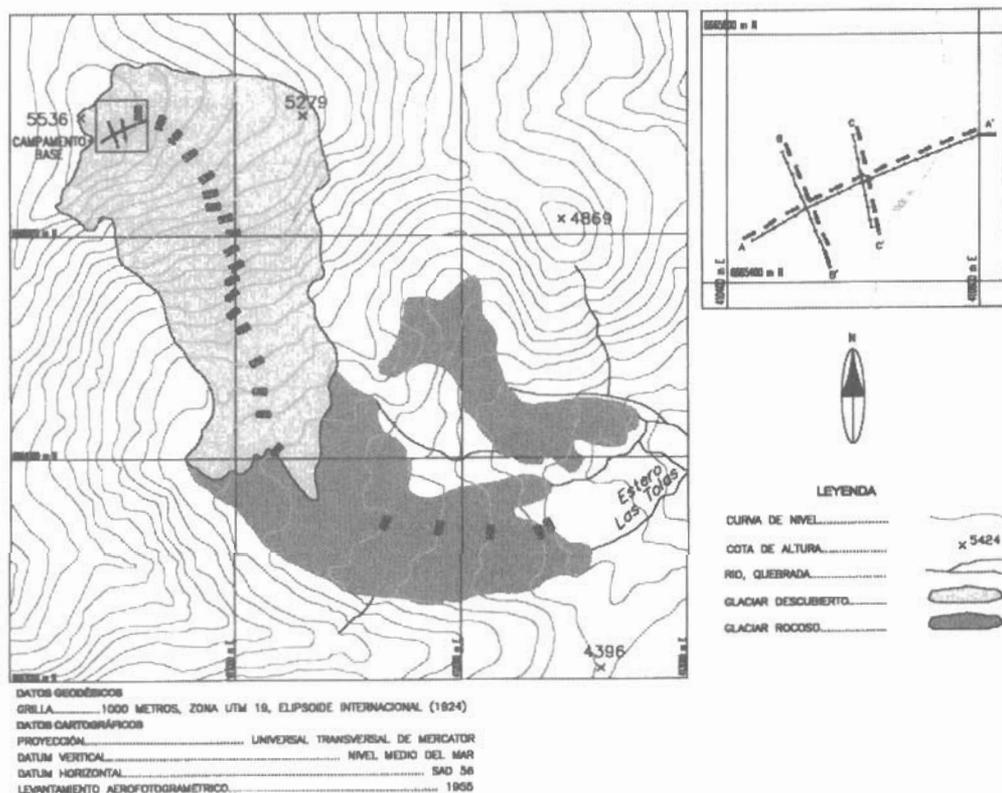


Fig. 2a. Ubicación de perfiles y carta base del glaciar Tapado, Cerro Tapado.

Fig. 2a. Location of the profiles and base map of Tapado glacier, Cerro Tapado

ron 20 divisiones), una separación de las antenas de 10 m y una amplitud de voltaje de 50 mV por división (se capturaron en total 8 divisiones).

Los perfiles transversales interceptaron al longitudinal en dos puntos (Tabla 4), uno de los cuales se ubicó muy cerca del sitio de extracción del testigo de hielo permitiendo determinar el margen de error del sistema. Al comparar los valores de la Tabla 4, puede estimarse con la ecuación 7, un error de 2 m para las mediciones realizadas, lo que equivale a un 6 % del espesor máximo del glaciar (Tabla 4). Se empleó una velocidad de propagación de hielo frío de $167 \text{ m } \mu\text{s}^{-1}$, deter-

minándose un espesor máximo de 42 m (Fig. 2b). Con esta velocidad y largo de antenas de 5 m, se definió una frecuencia central de 8.3 MHz.

Las mediciones de topografía superficial llevadas a cabo con GPS de calidad topográfica, permitieron localizar los perfiles de radar y determinar la topografía superficial del glaciar (Fig. 2c). Sin embargo, al comparar las alturas obtenidas en 1999 con las alturas de las curvas de nivel de la carta del Instituto Geográfico Militar generada con fotos aéreas de 1955, no fue posible detectar ninguna señal significativa de adelgazamiento o engrosamiento del glaciar.

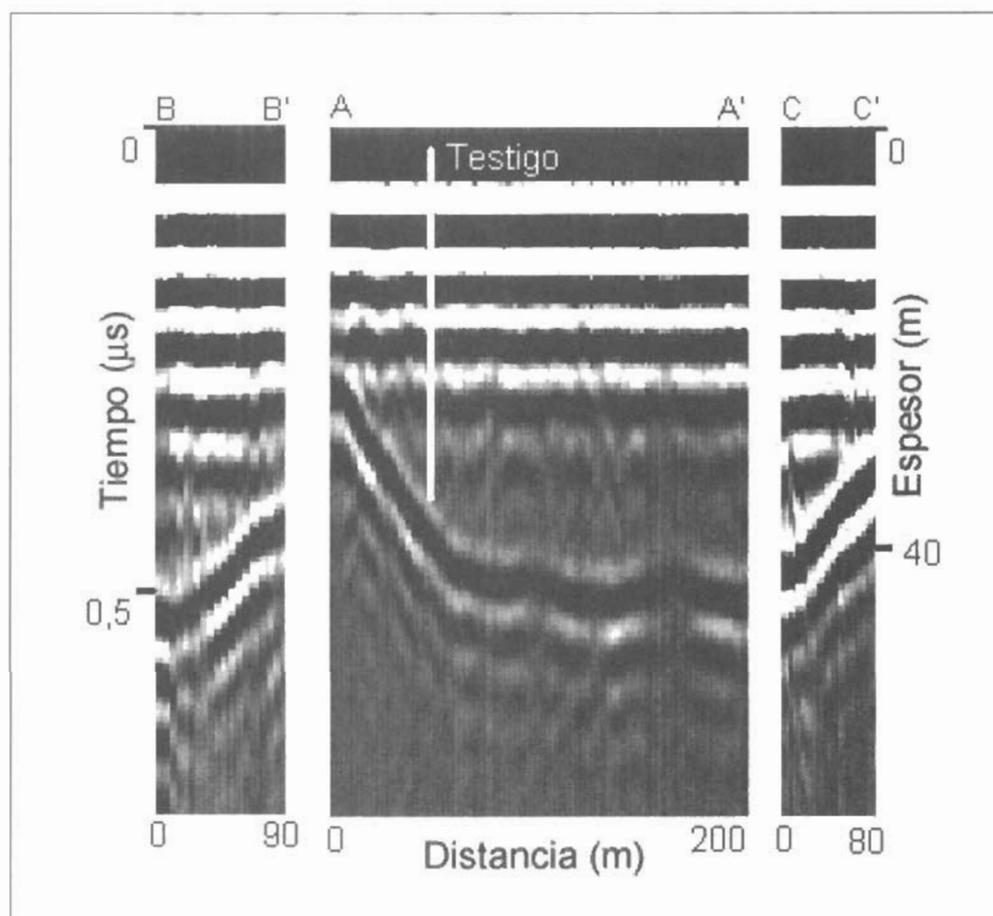


Fig. 2b. Perfiles de radar en formato raster del glaciar Tapado.
Fig. 2b. Radar profiles in raster format of Tapado glacier.

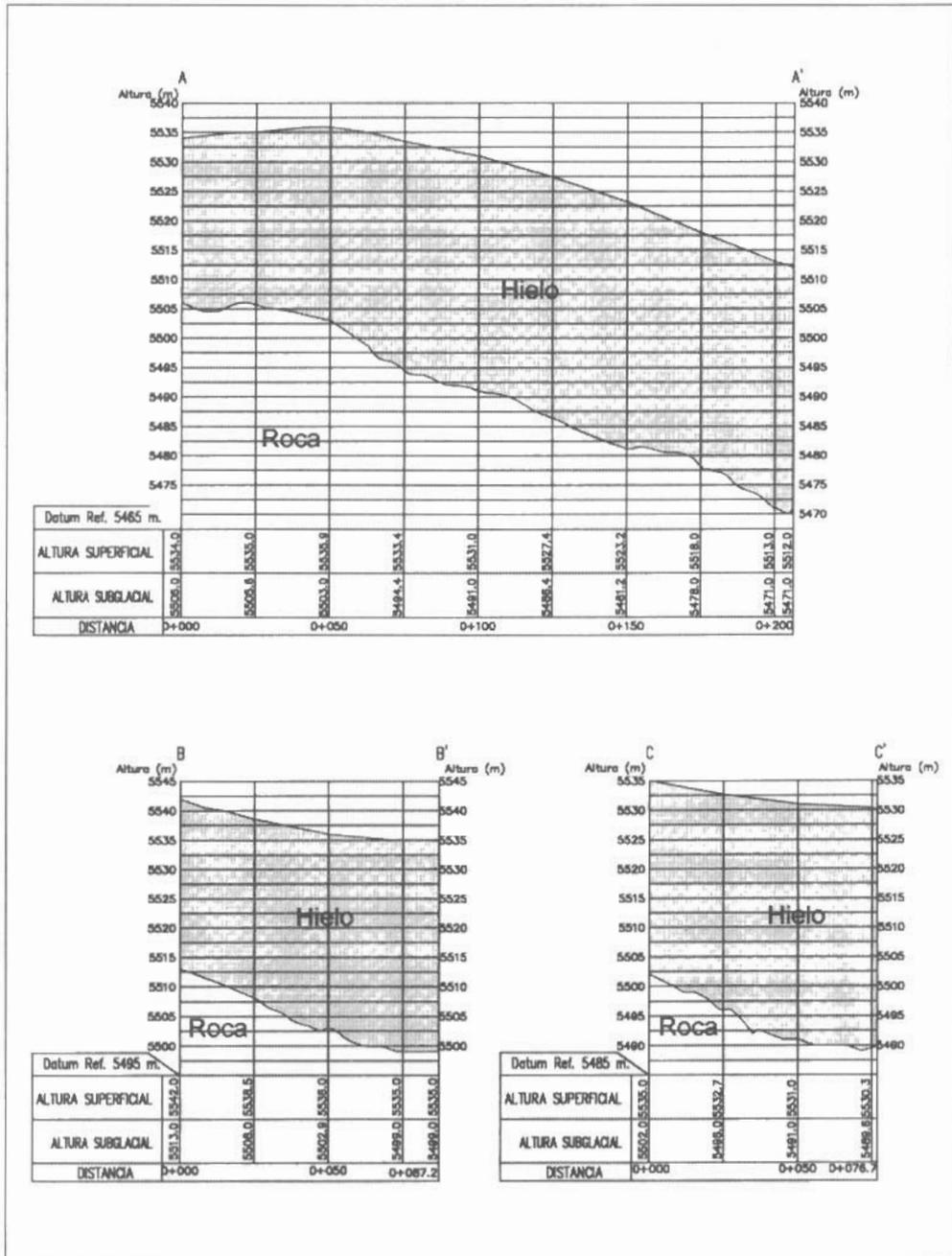


Fig. 2c. Perfiles con topografía superficial y subglacial del glaciar Tapado.
 Fig. 2c. Subglacial and surface topography profiles of Tapado glacier.

TABLA 4. ESPESORES (M) MEDIDOS EN LAS INTERSECCIONES (GLACIAR TAPADO)
TABLE 4. THICKNESS (M) MEASURED IN THE INTERSECTIONS (TAPADO GLACIER)

Baliza	Espesor perfil A-A'	Espesor perfil B-B'	Espesor perfil C-C'	Largo del testigo de hielo
2	33	34		36
3	44		41	

Glaciar San Francisco

En Enero de 1998 se realizó una campaña a la zona de ablación (2910 a 2560 m.s.n.m.) del glaciar San Francisco (33°S, 70°45'W, 1.9 km² de superficie según MARANGUNIC, (1979) Fig. 3a), ubicado en la cuenca alta del río Maipo (Fig. 1). Allí se midieron tres perfiles, mediante un sistema de radar digital portátil, con antenas de 8 m y una separación de 10 m. El glaciar es temperado, como lo evidencia la presencia de agua superficial y subglacial que fluye por medio de varios cauces que se unen en el frente del glaciar.

La configuración estrecha y encerrada del valle donde se encuentra este glaciar, permitió sólo una pobre cobertura satelital para la obtención de datos GPS, lo que impidió obtener posiciones detalladas para cada perfil. Se midió posiciones GPS con receptores Trimble Geoexplorer II, tanto en una estación base ubicada en el campamento base, como durante la realización de cada perfil. El error de dichas mediciones fue muy elevado, por lo que la corrección diferencial no permitió posicionar completamente los perfiles.

Los perfiles fueron obtenidos mediante el uso del sistema de radar montado en cañas de fibra de vidrio, con antenas en paralelo, midiéndose espesores cada 10 m. La pendiente superficial del glaciar en la zona de medición era bastante abrupta (20-25°), por lo que era difícil desplazarse con

el sistema de 16 m de largo. No obstante lo anterior, la ayuda de 6 estudiantes permitió completar el perfil.

Si bien las mediciones se realizaron en la zona de ablación del glaciar y en medio del verano, la superficie del glaciar estaba completamente cubierta por nieve, debido a un invierno especialmente nivoso, probablemente relacionado con la presencia del fenómeno de El Niño en el invierno de 1997. Esta cobertura nivosa cubrió la mayor parte de las grietas existentes en el glaciar, lo que facilitó el desplazamiento del equipo e investigadores.

Se empleó una velocidad de propagación de las ondas de 161 m μ s⁻¹ para hielo temperado. El espesor máximo medido en el perfil longitudinal fue de 94 m (A-A' en Figs. 3a y 3b). La última parte de este glaciar, está recubierta por una importante capa de detritos en superficie de un espesor que varía de algunos centímetros hasta un par de metros, la que no impidió la penetración de las señales de radar, obteniéndose espesores del orden de 60 m de hielo. Con esta velocidad y largo de antenas, se definió una frecuencia central de 5 MHh.

Dos perfiles transversales fueron medidos, al inicio y al final del perfil longitudinal. El perfil transversal superior (B-B' en Fig. 3c), tiene una forma de U típica, con un espesor máximo de 91 m. El perfil transversal inferior (C-C' en Fig. 3c), tiene un espesor máximo de 71 m.

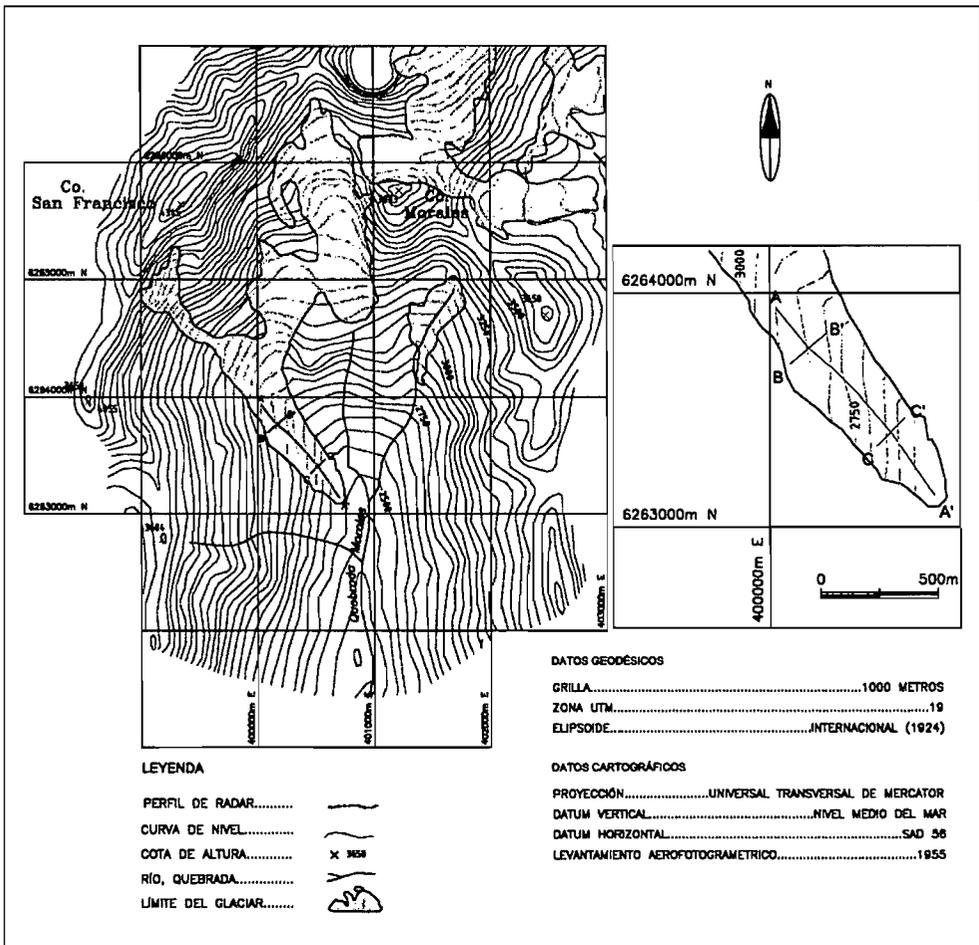


Fig. 3a. Ubicación de perfiles y carta base del glaciar San Francisco, Quebrada de Morales.

Fig. 3a. Location of the profiles and base map of San Francisco glacier, Quebrada de Morales.

Las intersecciones entre los perfiles son poco precisas debido a la falta de cobertura GPS. Sin embargo, una estimación preliminar muestra que el perfil transversal alto y el longitudinal tienen diferencias errores del orden de 1 a 2 m. Comparativamente, el perfil transversal inferior respecto del longitudinal, tiene una diferencia de 10 a 20 m, la cual se explica en parte por la fuerte pendiente del sustrato y por la falta de precisión en la localización de los perfiles.

Glaciar Esmeralda

El glaciar Esmeralda ($33^{\circ}14'S$, $70^{\circ}13'W$), 4.8 km^2 de superficie según MARANGUNIC

1979) fue seleccionado por investigadores suizos, interesados en extraer un testigo de hielo desde la cumbre del cerro el Plomo (5430 m.s.n.m.), con el fin de estudiar y reconstruir condiciones paleoclimáticas y posibles relaciones con fenómenos ENSO (SCHWIKOWSKI et al. 2001). A pesar de la ausencia mediciones de temperatura del glaciar, se estima que se trata de un glaciar frío, por su altitud y ausencia de agua de fusión en superficie.

Se midieron 2 perfiles (Fig. 4a), mediante el uso de un sistema de radar digital portátil que permitió obtener datos continuos de la topografía subglacial. Se emplearon antenas de 8

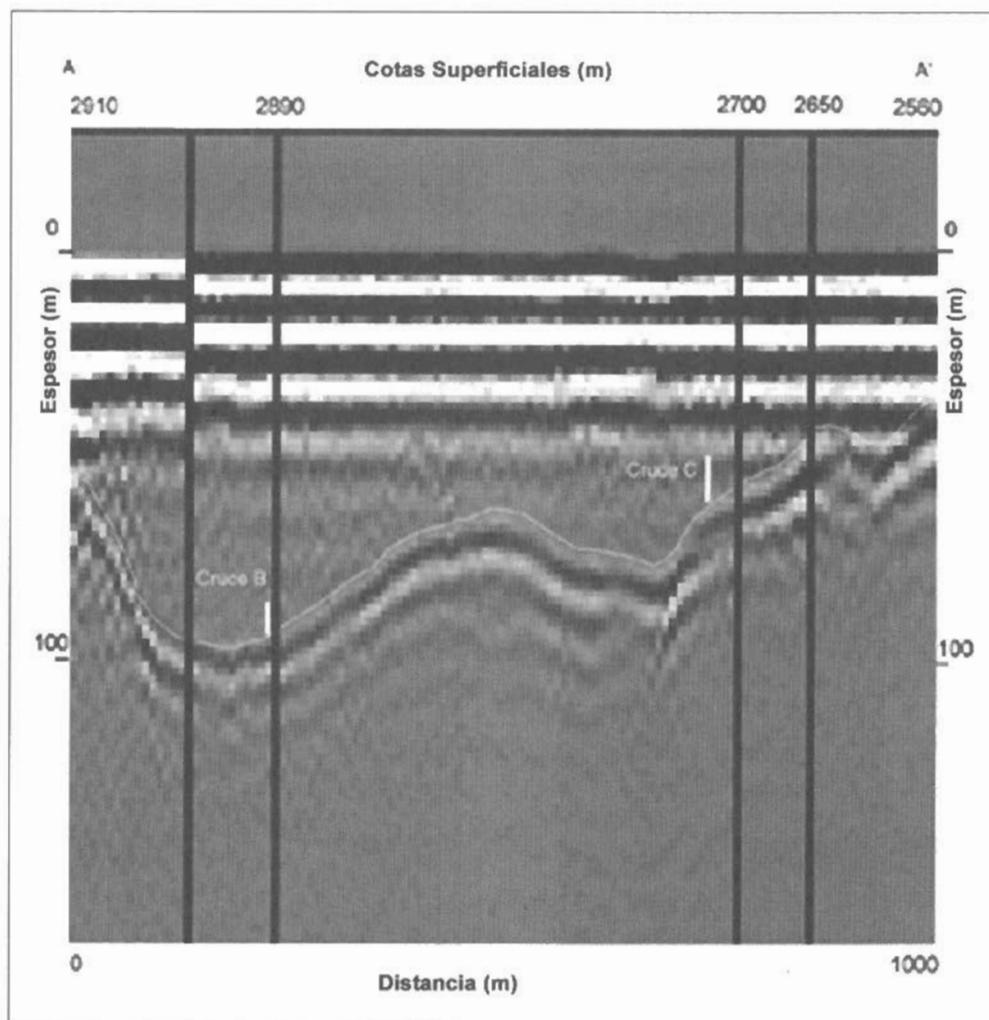


Fig. 3b. Perfil de radar longitudinal en formato raster del glaciar San Francisco.
Fig. 3b. Longitudinal radar profile in raster format of San Francisco glacier.

m (frecuencia central de 5 MHz) con una separación de 13 m. Se usó una escala de 0.5 μ s y una amplitud de voltaje de 10 mV por división. El espesor máximo medido en este glaciar fue de 95 m.

En el formato raster de despliegue de los datos (Fig. 4b), la topografía subglacial tiene forma en V, sin embargo al aplicar un modelo de migración de Kirchoff desarrollado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile (Emilio Vera, comunicación personal y SCHWIKOWSKI 2001) pudo determinarse una forma en U típica de morfología glacial (Fig. 4c).

Al comparar las intersecciones de ambos perfiles (Tabla 5), puede apreciarse que, en el formato raster, las diferencias son mínimas. Sin embargo al aplicar el modelo de migración, el error aumenta significativamente. Esto puede significar, que el sistema de radar es consistente entre sí en términos de valores absolutos, referidos a la distancia mínima al fondo subglacial. Sin embargo, para efectos de migración, vale decir al calcular el espesor medido verticalmente bajo el radar, se requiere que los datos sean adquiridos a intervalos constantes en distancia, lo que obviamente es difícil en glaciares con penitentes o grietas, donde los perfiles no son

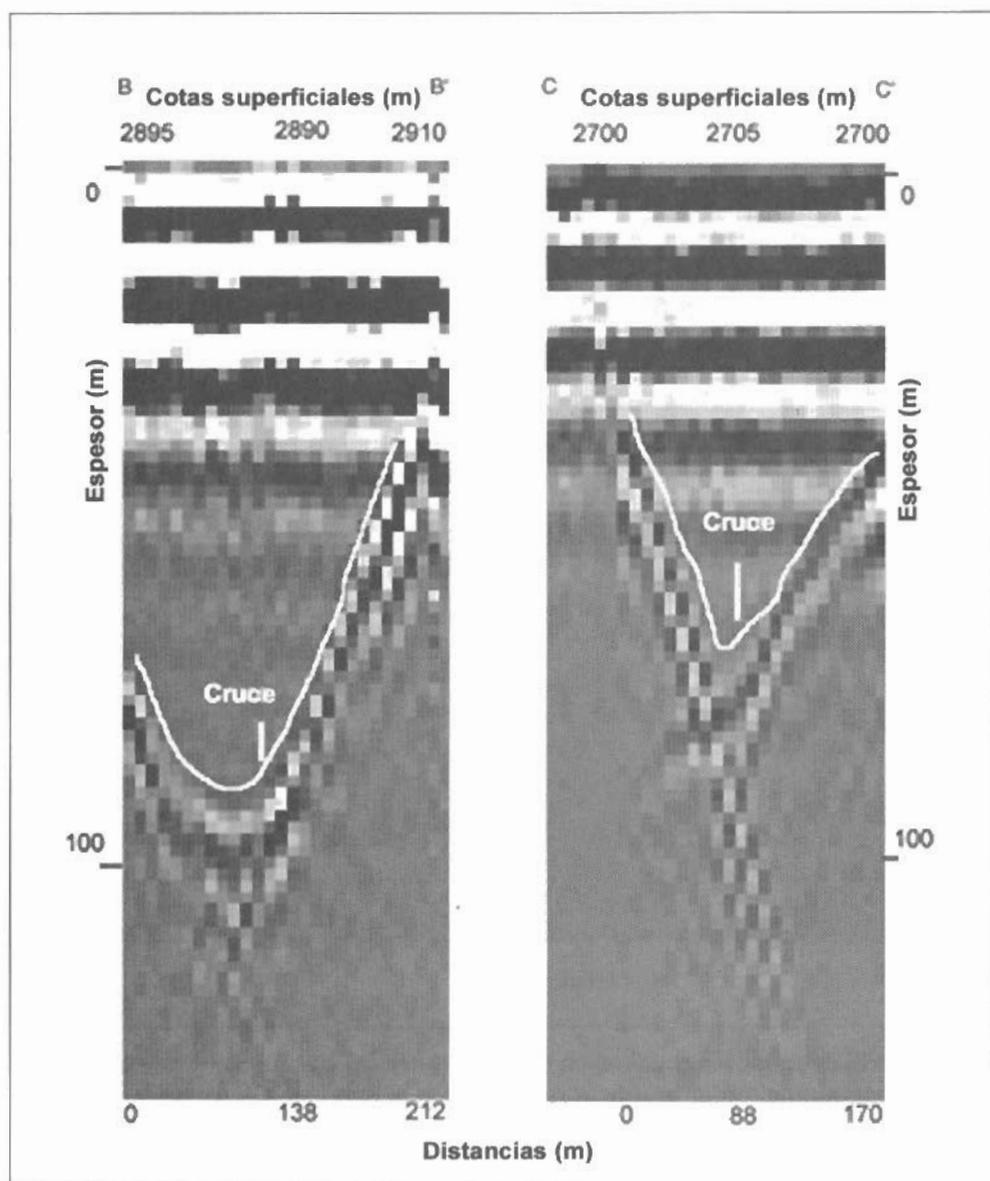


Fig. 3c. Perfiles transversales alto (B-B') y bajo (C-C'), en glaciar San Francisco.
 Fig. 3c. Transverse profiles at high altitude (B-B') and low altitude (C-C') of San Francisco glacier.

necesariamente lineales y los intervalos espaciales de captura no necesariamente son constantes con la distancia, lo que afecta el proceso de migración. Otro problema que puede haber incidido en el aumento del error en el espesor es el uso de una velocidad de propagación de $170 \text{ m } \mu\text{s}^{-1}$, óptima para colapsar las hipérbolas de reflexión, pero superior a la velocidad de propagación en hielo.

Los perfiles de espesor de hielo migrados pueden considerarse como experimentales, en espera del desarrollo de modelos más complejos, por ejemplo que consideren separación homogénea de trazas y una velocidad de propagación de la ondas más realista, que puedan reducir el margen de error y mejorar la representación del relieve subglacial.

La Fig. 4d, presenta los perfiles de radar corregidos topográficamente mediante el uso de los datos capturados con receptores GPS. En am-

bos casos se observa una topografía superficial de escasa pendiente, con un fuerte relieve subglacial.

Tabla 5. Espesores de hielo medidos en intersecciones del glaciar Esmeralda (m)
Table 5. Ice thickness measured in intersections of the Esmeralda glacier (m)

Perfil	Raster	Migrado
Diagonal (A-A')	77	94
Transversal (B-B')	75	79
Promedio	76	87
RMS	1	11

Glaciar Juncal Norte

En Enero de 1999 y 2000, se realizaron dos campañas a la zona de ablación del glaciar Juncal Norte (33°02', 10°06'W, 9.02 km² de superficie), en la cuenca alta del río Aconcagua (Fig. 5a).

Este glaciar ha experimentado un leve retroceso de su lengua terminal durante gran parte del siglo 20 (RIVERA et al. 2000a). Su lengua terminal esta semi-cubierta por material morrénico, especialmente en la parte baja, donde una gruesa capa de detritos cubre el frente del glaciar. La lengua terminal está rodeada por una terraza lateral (kame), que denota el adelgazamiento del hielo desde el último avance glaciar, probablemente durante la pequeña edad de hielo (Little Ice Age, LIA).

En la zona de ablación del glaciar, se han medido espesores de hielo en dos ocasiones, mediante el uso de un sistema de radar portátil digital. Se han probado tanto el sistema de antenas soportadas por cañas de fibra de vidrio en paralelo como el de cintas de escalada en línea, resultando ambos sistemas exitosos. Se emplearon antenas de 8 m de largo, separadas cada 10 m, con escala de tiempo de 0.2 (s por división y una amplitud de voltaje de 50 mV por división.

La Fig. 5b muestra un perfil longitudinal medido en el centro de la lengua terminal en enero del 2001. El perfil fue interrumpido en la mitad por fallas en la conexión de las antenas, sin embargo, en aquellos sectores con datos, la resolución es buena, incluso apreciándose bastantes elementos de la estructura interna del glaciar.

El glaciar es templado, como lo indica la gran cantidad de agua presente, por lo que se empleó una velocidad de propagación de la onda de 161 m μ s⁻¹. A pesar de la gran cantidad de material morrénico que recubría el glaciar en su parte terminal (algunas decenas de centímetros de espesor), así como del agua supra e intra glacial, las ondas del radar pudieron atravesar la totalidad del hielo, permitiéndose una clara determinación de la topografía subglacial. Con esta velocidad y largo de antenas, se define una frecuencia central de 5 MHz.

La Fig. 5c, muestra el perfil topográfico que se generó a partir de la combinación de datos de radar con GPS. En aquellos sectores donde no se captó señales GPS o donde la cobertura satelital fue insuficiente para obtener precisiones mejores que 10 m en la vertical, la topografía superficial fue interpolada linealmente. El espesor máximo medido fue

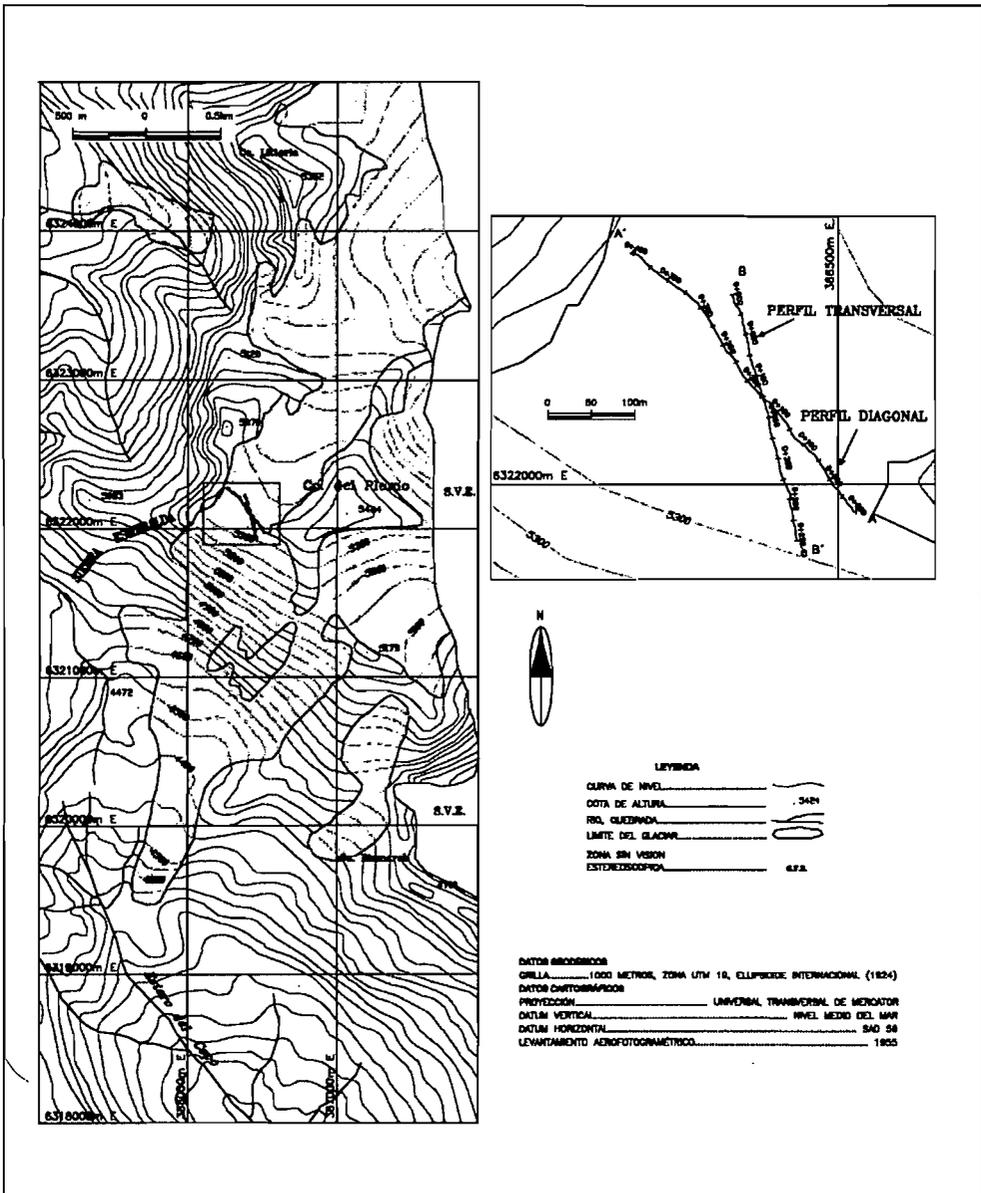


Fig. 4a. Ubicación de perfiles y carta base del glaciar Esmeralda, cerro El Plomo.
Fig. 4a. Location of the profiles and base map of Esmeralda glacier, cerro El Plomo.

230 m de hielo. Se observa un adelgazamiento del hielo glaciar abajo.

Glaciar Casa Pangué

En Julio de 2000, se midieron espesores de hielo en la zona de ablación del glaciar Casa Pangué (41°7' S / 71°51'W, 7 km² de superficie según RIVERA 1989; Fig. 6a), ubicado

en la ladera norte de monte Tronador (3432 m.s.n.m. Fig.1), mediante el uso de un sistema de radar en paralelo de carácter puntual y captura digital.

La superficie del glaciar estaba cubierta con detritos y material morrénico de un espesor aproximado a 30 cm, compuesto por bloques y sedimentos finos. Debido a que se trata de

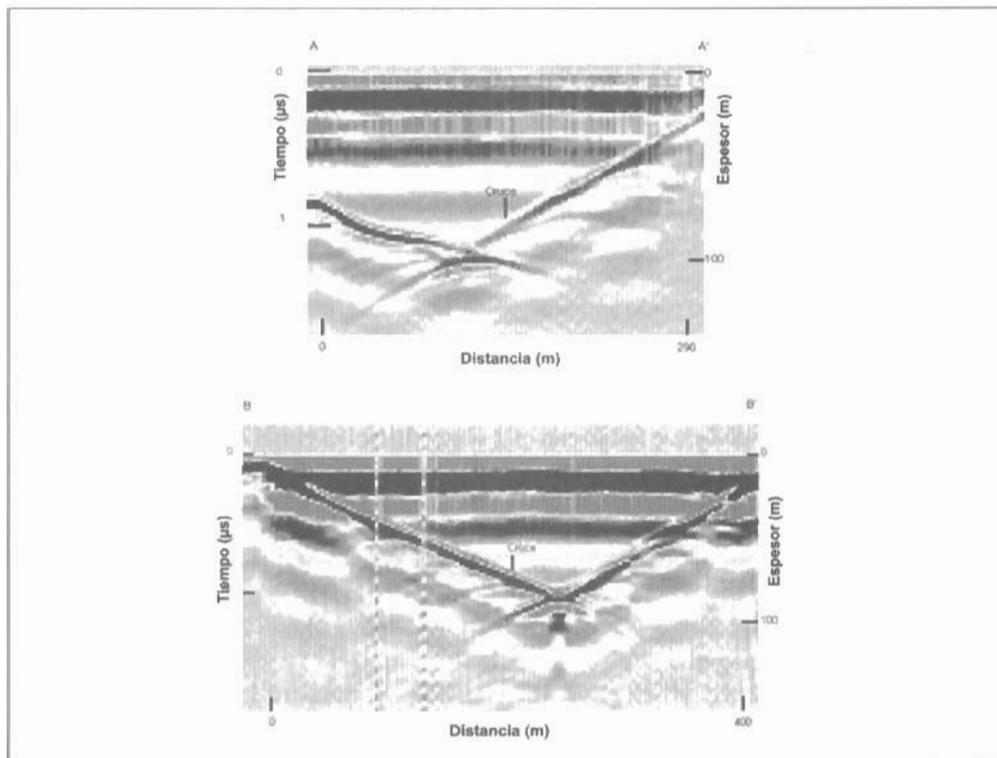


Fig.4b. Perfiles de radar en formato raster en el glaciar Esmeralda: Diagonal (A-A') y transversal (B-B').

Fig. 4b. Radar profiles in raster format of Esmeralda glacier: Diagonal (A-A') and transverse (B-B').

hielo templado en altitudes bajas, con presencia de agua en superficie y fuerte abla-

ción, se empleó una velocidad de propagación de $161 \text{ m } \mu\text{s}^{-1}$.

Tabla 6. Glaciar Casa Pangué. Espesores medidos aproximadamente a 860 m.s.n.m.
Table 6. Casa Pangué glacier. Thickness measured at altitude ~ 860 m.

Archivo	Nº de disparos	Transmisor	Largo de antenas empleadas en m	Tiempo en μs^{-1}	Espesor en m
Pangué1	14	Bristol	5	Ruido	Ruido
Pangué2	13	Bristol	8	2.12	173
Pangué3	15	OSU	5	1.98	162
Pangué4	15	OSU	8	1.98	176
Promedio					170 ± 10

Las antenas fueron desplegadas en superficie en forma descubierta, sin el uso de cintas de montaña o cañas de fibra de vidrio. Se probó distintas configuraciones, descritas en la Tabla 6, efectuando todas las pruebas en un mismo sitio. Empleando el transmisor Bristol y antenas de 5 m, no fue posible discriminar el retorno de fondo, debido a que las señales fueron muy ruidosas, confundiendo el retorno de fondo con el ruido ambiental. Empleando las mismas antenas pero con el transmisor OSU, el resultado fue un poco mejor, pero la señal fue difícil de interpretar. Con antenas de 8 m, las señales de fondo capturadas con ambos transmisores fueron mucho más claras y fáciles de interpretar, debido a que la señal fue más estable y el ruido de fondo no fue encubierto el retorno subglacial.

La Fig. 6b muestra un diagrama "A", con el promedio de las trazas medidas en el perfil Pangué3. La amplitud total de la señal ha sido limitada a (175 mV, sin embargo el disparo superficial tiene una amplitud de voltaje mucho mayor. El retorno subglacial es consistente en la totalidad de las trazas promediadas, definiéndose un espesor promedio de 162 m para este archivo.

Empleando la ecuación 1 y una velocidad de propagación propia de glaciares templados, se determinó un espesor promedio de 170 m considerando todas las mediciones realizadas. Aplicando la ecuación 7, se calculó un

RMS de 10 m, que representa aproximadamente un 6% del espesor promedio medido en el punto.

Cálculo de potencia de reflexión

Se estudió la reflexión de fondo e interna de dos glaciares: Tapado y Juncal Norte. En ambos casos se aplicó la ecuación 8, definiéndose para cada disparo o traza, la ventana correspondiente (t_1-t_2).

La Fig. 7, muestra los valores de IRP y BRP obtenidos en el perfil A-A' del glaciar Tapado. Como puede apreciarse, los valores de IRP son inferiores a 1, con un promedio de $0.3 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$. Los valores de BRP varían bastante a lo largo del perfil, sin ninguna relación con el espesor existente en el glaciar. EL BRP promedio es de $2.3 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$.

La Fig. 8, muestra los valores obtenidos en el perfil A-A' del glaciar juncal Norte, donde se detectaron valores superiores de IRP ($1.7 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$), con algunas oscilaciones locales pero en general dentro del mismo rango (1 a $2.5 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$). Los valores de BRP son bastante elevados, fluctuando entre $1.8 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$ y $7 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$. El promedio de BRP es de $3.6 \text{ mV}^2 \text{ ns}^{-1}$ y en general tiende a aumentar con el menor espesor. Esta tendencia no es plena (baja correlación entre ambos parámetros), probablemente debido a la presencia de grietas y cursos de agua subglacial.

Tabla 7. Estimación de espesor promedio de hielo basado en una relación empírica en función de la superficie del glaciar (MARANGUNIC 1979)

Table 7. Mean estimated ice thickness as a function of the glacier area (MARANGUNIC 1979)

Area (km ²)	Espesor promedio de hielo (m)
0-0.10	5
0.11-0.50	20
0.51-1.00	40
1.01-2.00	65
2.01-5.00	90
5.01-10.00	120
10.01-20.00	155
>= 20.01	200

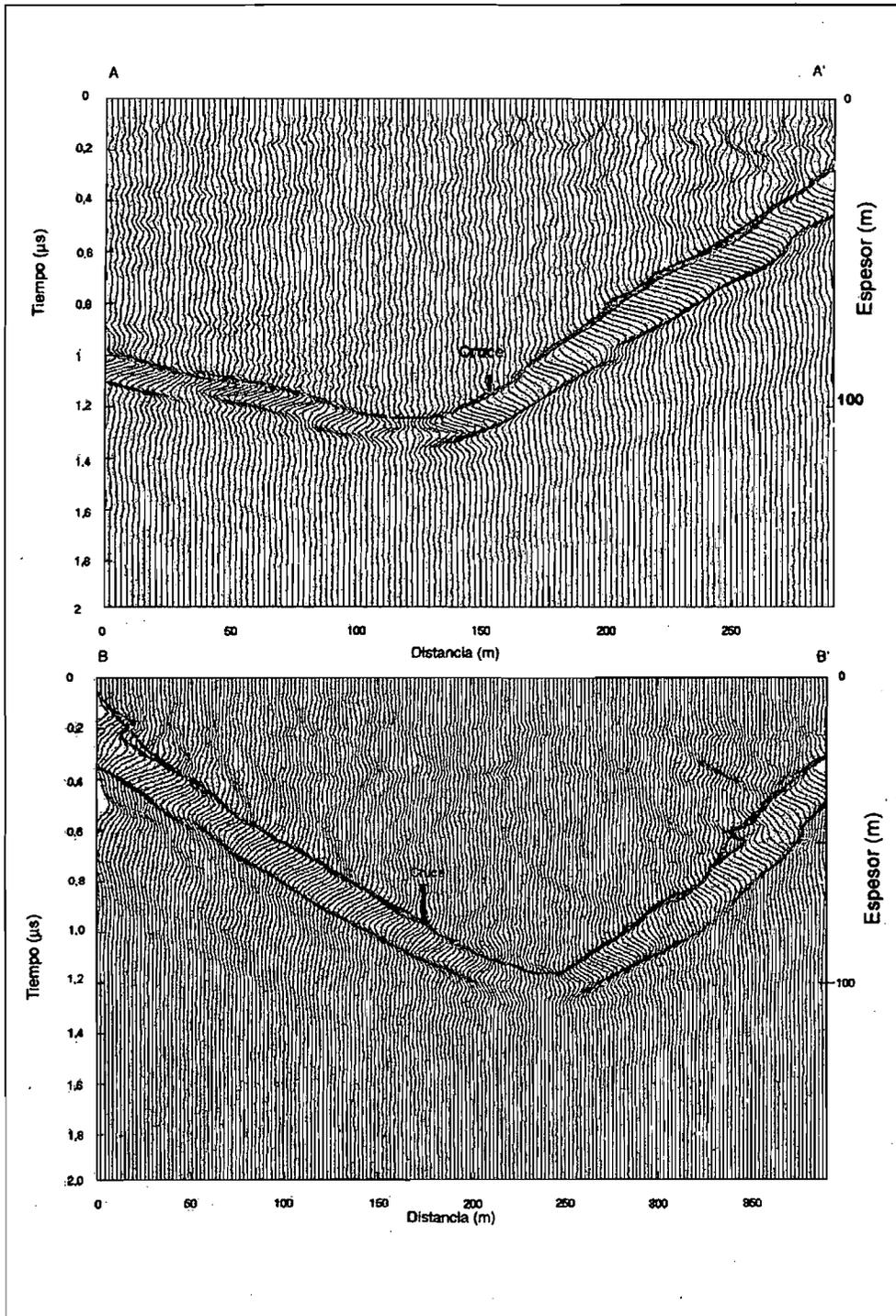


Fig. 4c. Perfiles de radar migrados en el glaciar Esmeralda: Diagonal (A-A') y transversal (B-B').

Fig. 4c. Migrated radar profiles of Esmeralda glacier: Diagonal (A-A') and transverse (B-B').

Tabla 8. Espesores promedio estimados del hielo para los glaciares estudiados en el presente trabajo.

Table 8. Mean estimated ice thickness for glaciers studied in the present work.

Glaciar	Area km ²	Espesor promedio según MARANGUNIC (1979) en m	Número de puntos donde se obtuvo espesor de hielo con radar en m	Espesor promedio de hielo por glaciar, medido con radar, en m
San Francisco	1.9	65	117	64
Tapado	3.6	90	158	38
Esmeralda	4.8	90	289	60
Casa Pangué	7	120	1 (promedio de 29 disparos en el mismo sitio)	170
Juncal Norte	9.02	120	746	186

DISCUSIÓN

La estimación del volumen equivalente en agua almacenado en glaciares de Chile central, presentada por MARANGUNIC (1979), se basa en una relación empírica entre la superficie y el espesor promedio de glaciares de montaña del hemisferio norte, según se indica en la Tabla 7.

De acuerdo con esta relación empírica, el espesor promedio teórico de los glaciares descritos en el presente trabajo se indica en la Tabla 8.

Los resultados de radar presentados en este trabajo permiten una evaluación independiente del espesor de hielo en cada uno de los 5 glaciares estudiados. Si suponemos que las mediciones de radar fueron realizadas en sectores representativos de cada glaciar, entonces el promedio de todas las mediciones de espesor en cada glaciar resulta en una adecuada estimación del espesor promedio del glaciar. Este supuesto es probablemente una buena aproximación para los glaciares donde se realizaron mediciones en perfiles, ya sea longitudinales o transversales, que cubren cada glaciar de margen a margen, como es el caso del Tapado, Juncal Norte, Esmeralda y

San Francisco. En el caso del glaciar Casa Pangué, existe solamente una medición puntual, la cual no se puede pretender que sea representativa del espesor promedio del glaciar. En la Tabla 8 se indica el número de puntos con determinación de mediciones de espesor de hielo mediante radar y el valor promedio del espesor.

Se observa una buena concordancia sólo en el rango de 1 a 2 km² de superficie, donde el espesor promedio medido en el glaciar San Francisco es prácticamente igual al estimado por MARANGUNIC (1979). En los demás glaciares existe una discrepancia significativa, que puede deberse a la escasa representatividad de las mediciones realizadas o a que los espesores pueden tener una alta variabilidad, dependiendo no sólo de la superficie total del glaciar, sino que principalmente de las características topográficas del lugar donde se ubica cada glaciar.

En general se aprecia que los espesores aumentan en la medida que las superficies aumentan, sin embargo los glaciares Tapado y Esmeralda, presentan espesores asignables al rango inmediatamente inferior en tamaño. Esto puede deberse a que en estos dos glaciares, sólo se midió las zonas de acumu-

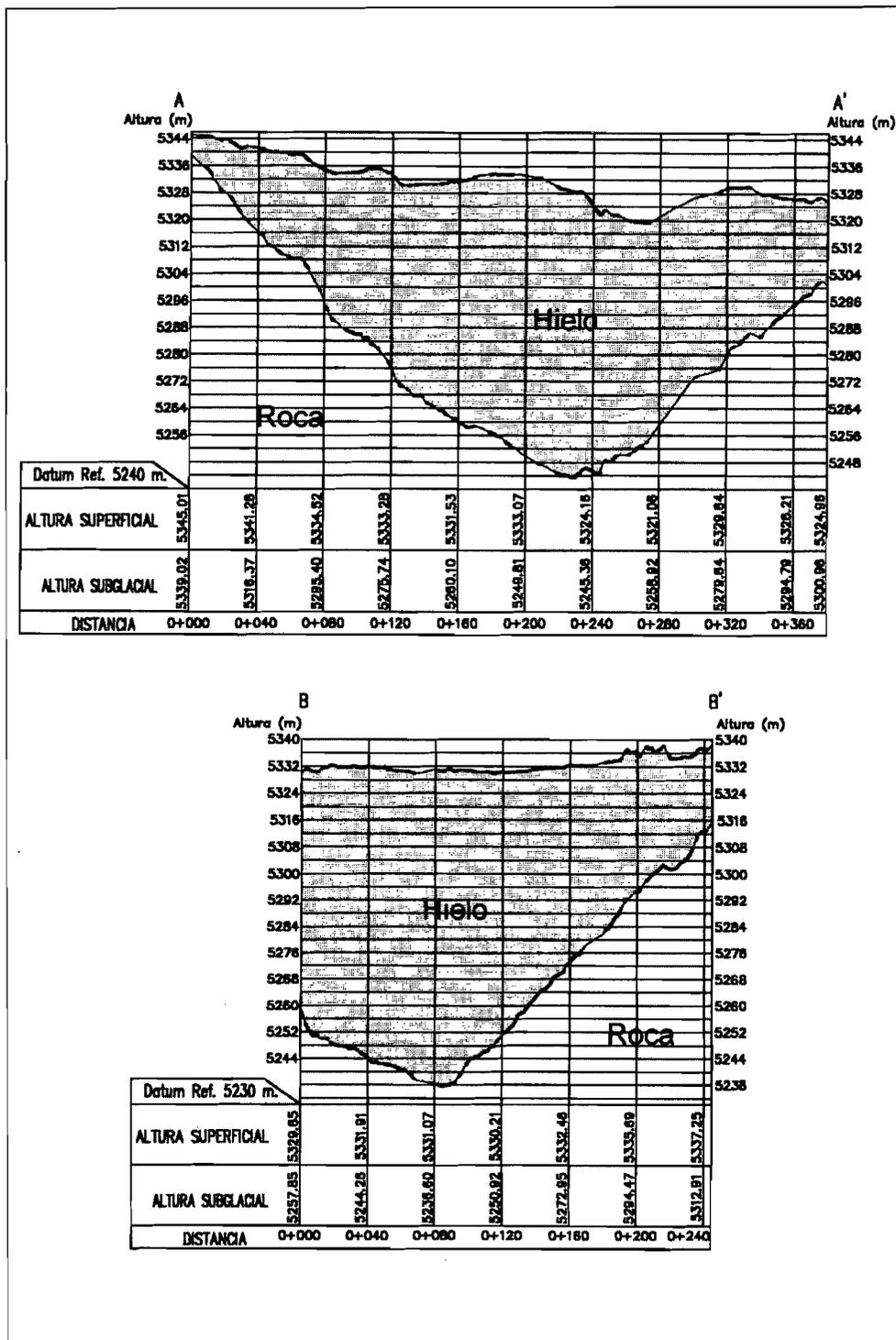


Fig. 4d. Perfiles con topografía superficial y subglacial en el glaciar Esmeralda.
 Fig. 4d. Subglacial and surface topography profiles of Esmeralda glacier.

lación y no pudo accederse a las zonas de ablación. En otras palabras, los espesores promedios obtenidos con datos de radar están subestimados.

En los glaciares Juncal Norte, San Francisco y Casa Pangué, donde se midió solamente en las zonas de ablación, es posible suponer que los espesores promedios están sobrestimados.

Una aplicación directa de las mediciones de espesor es el cálculo del volumen equivalente en agua que se encuentra almacenado en estos glaciares, que puede obtenerse considerando la superficie total del glaciar, el espesor promedio presentados en la Tabla 8, y una densidad del hielo de 0.9 g cm^{-3} . El volumen total en equivalente en agua de los 5 glaciares aquí estudiados es de 2.5 km^3 según los espesores de MARANGUNIC (1979) y de 3.1 km^3 según los espesores medidos con radar (un 22% superiores), lo que demuestra que nuevas y más extensas mediciones, que incluyan tanto las zonas de acumulación como las de ablación, son necesarias para determinar con mejor precisión los volúmenes equivalentes de agua almacenados en la cordillera.

CONCLUSIONES

El sistema de radio eco sondaje empleado hasta la fecha ha demostrado su versatilidad y capacidad de penetración en condiciones bastantes extremas, desde hielo frío en el Norte Chico, hasta hielo templado y recubierto, como el existente en los glaciares Juncal Norte y San Francisco, donde la atenuación y ruido son significativos, pero no impiden una penetración total del hielo allí existente.

En términos de los sistemas empleados, destacan aquellos que permiten una medición continua (perfilaje) que entrega datos cada pocos metros de espaciamiento horizontal, dependiendo de la velocidad de desplazamiento sobre el hielo.

El sistema de radar que se transporta caminando sobre el hielo, permite recorrer zonas de grietas y topografía compleja, midiendo

espesores donde los sistemas motorizados no pueden acceder, o donde los aerotransportados no tienen la resolución adecuada.

Los errores involucrados en la determinación de los espesores de hielo (1 a 6% del espesor total medido) dependen básicamente de la precisión de los datos GPS y de la complejidad de la topografía subglacial, que puede requerir migración, en aquellos casos donde el relieve subglacial se presenta muy rugoso.

La medición de la potencia de reflexión de radar, permite estimar las condiciones basales de los glaciares medidos, en especial la presencia de agua y la condición térmica de la base glaciar.

La comparación de los espesores promedio por glaciar con estimaciones previas, muestra que hay una alta incerteza en los volúmenes equivalentes de agua asignados a los glaciares de Chile central, por lo que nuevas y más extensas campañas de medición son necesarias, con el fin de una mejor determinación de las reservas de agua existentes en esta parte del país.

Los datos presentados en este trabajo pueden servir para evaluar la disponibilidad de reservas hídricas en los glaciares de Chile Central. Considerando que prácticamente todos los glaciares de esta región están retrocediendo y disminuyendo de espesor (RIVERA et al. 2000a), se podría proyectar la evolución futura de estos glaciares y su impacto en las reservas hídricas. Para ello, es necesario realizar estudios detallados de balance de masa, y correlacionarlos con datos hidrometeorológicos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte del proyecto del Fondo Nacional de Ciencias y Tecnología (FONDECYT) N° 1000445. Carlos Cárdenas y Rubén Carvallo, han colaborado con el diseño y mantención del sistema de radar. Alvaro Giannini, Alfonso Fernández, José

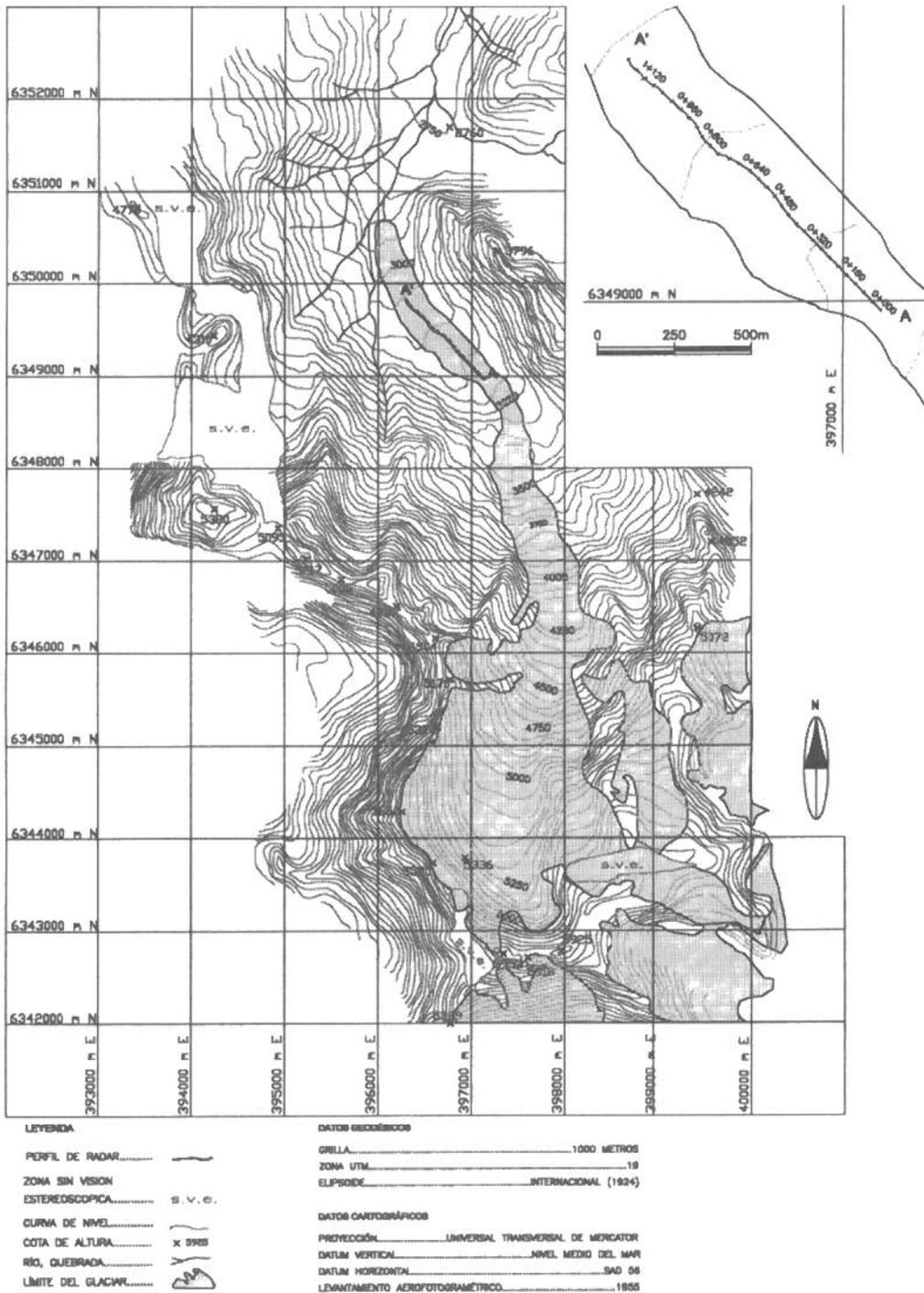


Fig. 5a. Ubicación de perfiles y carta base del glaciar Juncal Norte.
 Fig. 5a. Location of the profiles and base map of Juncal Norte glacier.

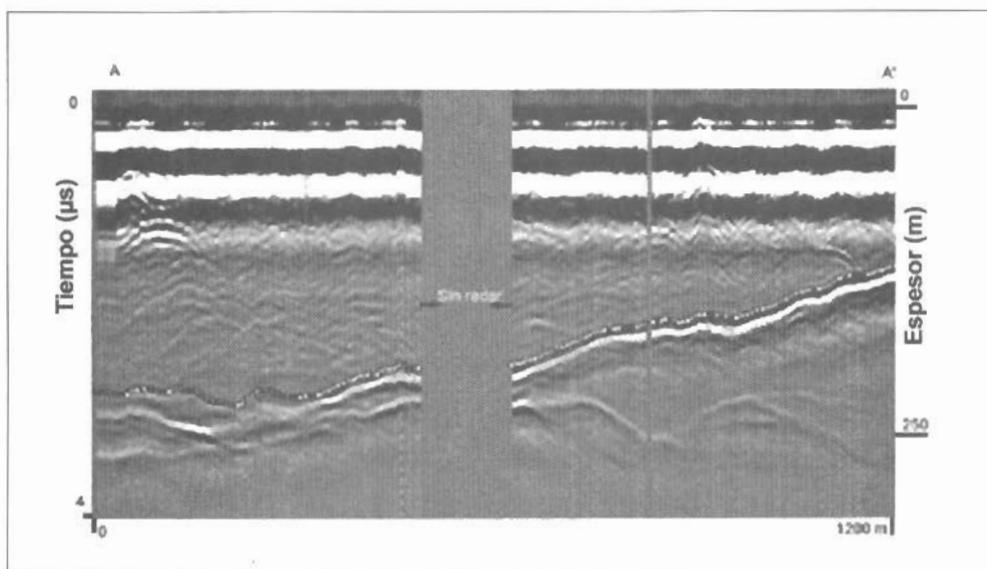


Fig. 5b. Perfil longitudinal de radar en formato raster, glaciar Juncal Norte.

Fig. 5b. Longitudinal radar profile in raster format, Juncal Norte glacier.

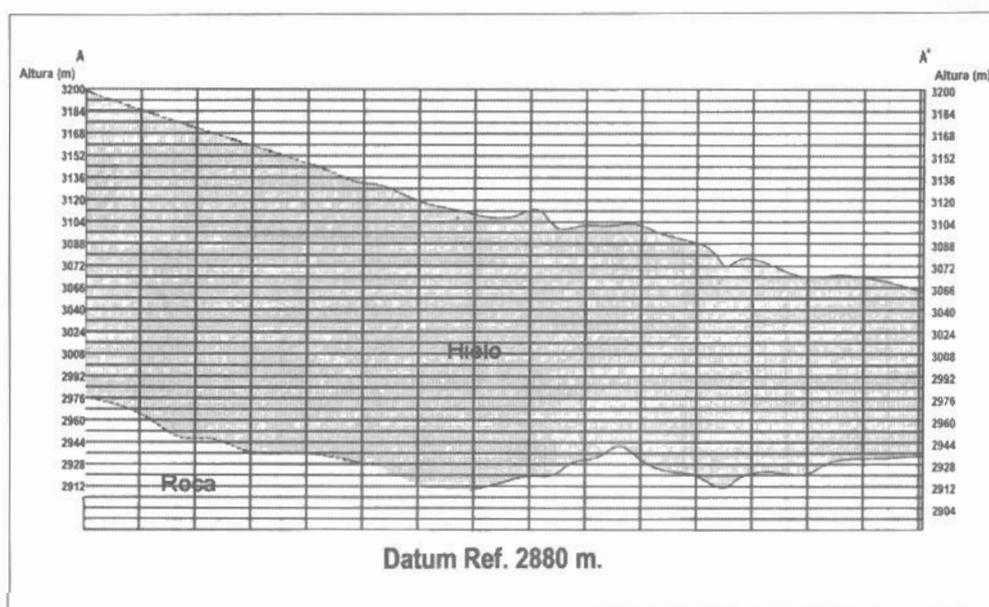


Fig. 5c. Perfil topográfico con topografía superficial y subglacial en el glaciar Juncal Norte. La línea sólida indica existencia de datos GPS para la topografía superficial. La línea punteada indica falta de datos GPS precisos, por lo que la topografía se interpoló linealmente. En el rango de distancias entre 400 y 560 m no se obtuvo datos de radar, por desconexión del sistema de radar.

Fig. 5c. Subglacial and surface topography profile of Juncal Norte glacier. The solid line indicates the presence of GPS data for the surface topography. The dotted line indicates the lack of high precision GPS data (the topography here was linearly interpolated). Between 400 and 560 m, no radar data was obtained due to connection problems of the radar system.

Araos (Universidad de Chile) y Jorge Quinteros de la Dirección General de Aguas, han colaborado con la logística y seguridad en montaña durante varias expediciones. Se agradece la colaboración y financiamiento de la Facultad de Arquitectura y Urbanismo de

la Universidad de Chile, para la realización de campañas de terreno a los glaciares de Chile Central. Se agradece el apoyo de la Escuela de Alta Montaña del Ejército de Chile, en la realización de la campaña al glaciar Juncal Norte. La Corporación Nacional Fo-

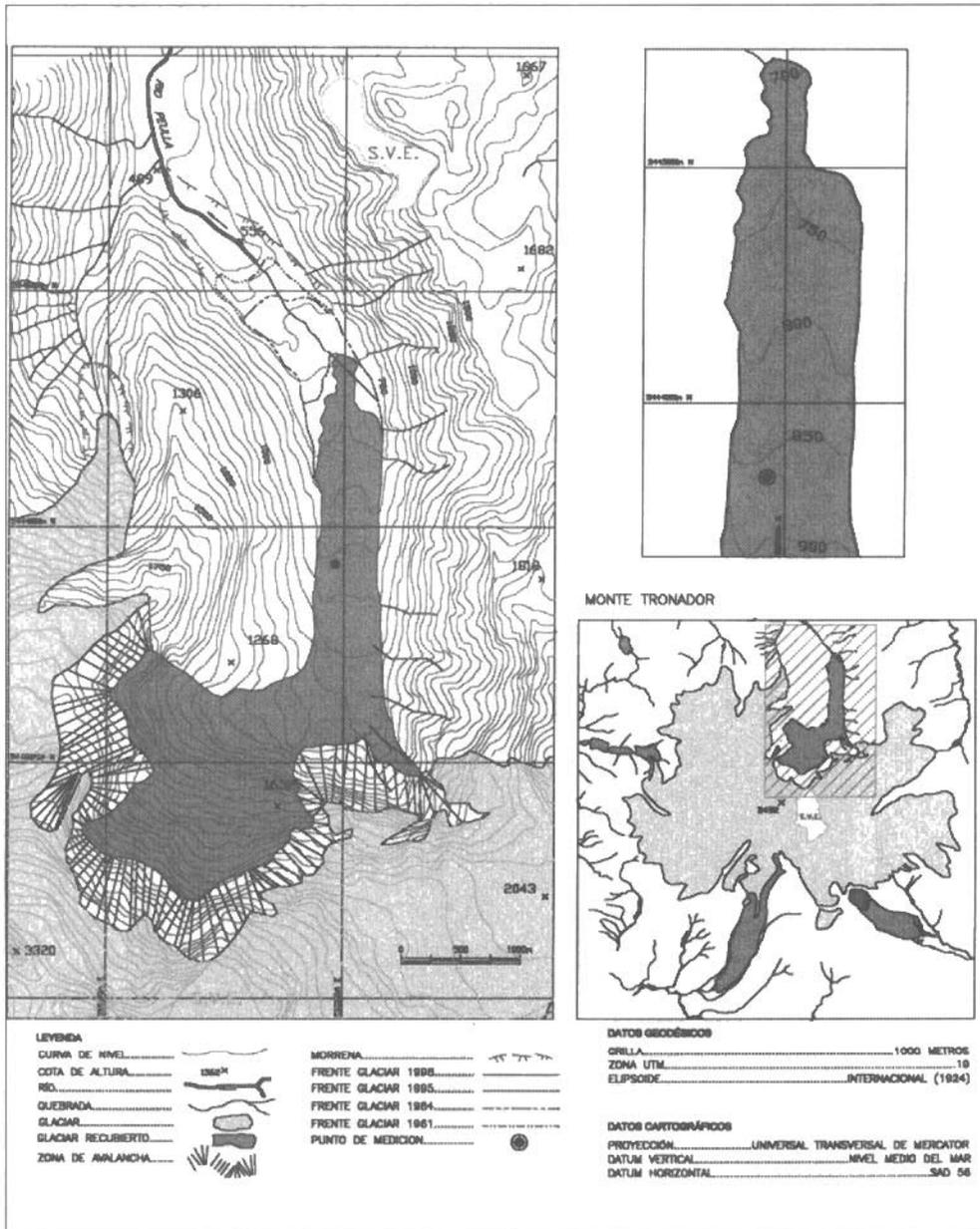


Fig. 6a. Ubicación de punto de medición y carta base con posiciones frontales del glaciar Casa Pangué, monte Tronador.

Fig. 6a. Location of the point of measurement and base map with the frontal variations of Casa Pangué glacier, monte Tronador.

restal ha colaborado en las campañas a los glaciares Casa Pangué y San Francisco. Se agradece a Margit Schwikowski del Instituto Paul Scherrer (PSI) de Suiza, por las campañas al Cerro Tapado y glaciar Esmeralda. El apoyo del Centro de Estudios Científicos, CECS, Valdivia, ha sido apreciable. CECS es un Instituto Científico Milenio.

REFERENCIAS

- ANIYA, M. 1999.** Recent glacier variations of the Hielos Patagónicos, South America, and their contribution to sea-level change. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 31(2): 165-173.
- ANIYA, M., H. SATO, R. NARUSE, P. SKVARCA & G. CASASSA, 1997.** Recent variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 29(1): 1-12.
- BOGORODSKY, V., C. BENTLEY & P. GUDMANSEN, 1985.** Radioglaciology. Riedel Publishing Co., Netherlands.
- CÁRDENAS, C. 1998.** Evaluación de transmisores de radar para hielo: aplicación en Patriot Hills, Antártica. Tesis de Ingeniero Civil Eléctrico, Universidad de Magallanes, Punta Arenas, 213 pp. Inédita.
- CÁRDENAS, R. 2002.** Uso de un sistema digital de radar, altimetría láser, video y fotografía a bordo de un avión para medir propiedades de glaciares. Tesis de Ingeniero de Ejecución Eléctrico, Universidad de Magallanes, Punta Arenas, 89 pp. Inédita.
- CASASSA, G. 1987.** Ice thickness deduced from gravity anomalies on Soler Glacier, Nef Glacier and the Northern Patagonia Icefield. *Bulletin of Glacier Research*, 4: 43-57.

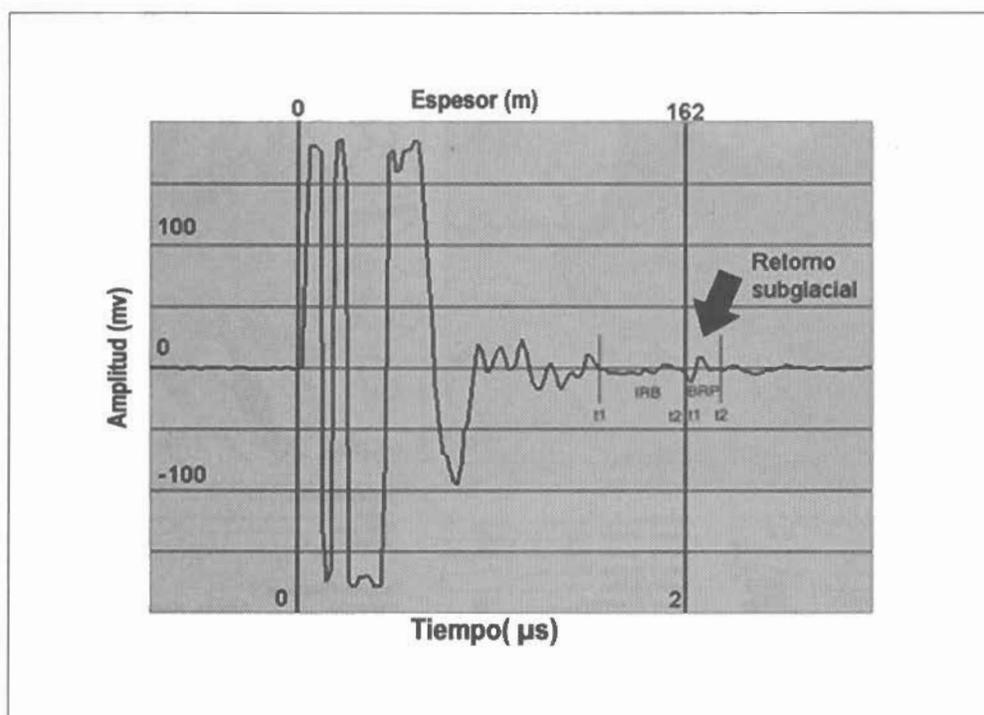


Fig. 6b. Diagrama A medido en el glaciar Casa Pangué, con indicaciones de IRP y BRP (ver texto para detalles).

Fig. 6b. A scope signal measured at Casa Pangué glacier, with indication of IRP and BRP (see text for details).

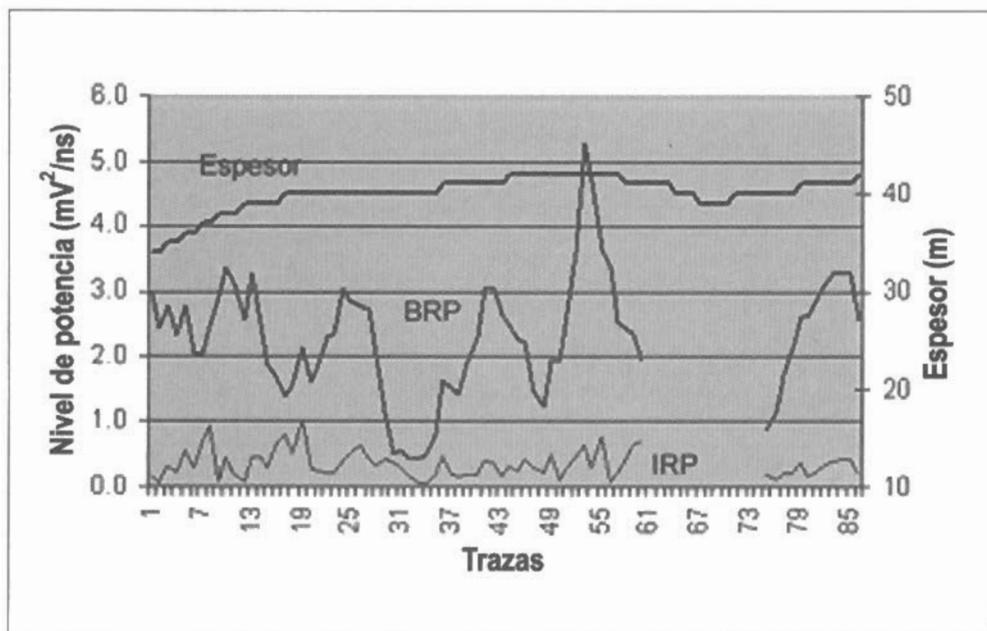


Fig. 7. Potencia de reflexión IRP y BRP del perfil A-A' del glaciar Tapado.
Fig. 7. Power reflection IRP and BRP of profile A-A' of Tapado glacier.

CASASSA, G. 1992. Radio-echo sounding of Tyndall Glacier, southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 10: 69-74.

CASASSA, G. & A. RIVERA, 1998. Digital radio-echo sounding at Tyndall Glacier, Patagonia. *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 26: 129-135.

CASASSA, G., A. RIVERA, H. LANGE, R. CARVALLO, H. BRECHER, C. CÁRDENAS, & R. SMITH, 1998. Radar and GPS studies at Horseshoe Valley, Patriot Hills, Antarctica. *FRISP Report 12*: 7-18.

CASASSA, G., V. DAMM, D. EISENBURGER, M. JENETT, C. CÁRDENAS, C. ACUÑA, A. RIVERA & H. LANGE, 2001. Estudios glaciológicos en Patagonia y Chile Central utilizando un sistema aerotransportado de radio eco sondaje. *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 29: 25-44.

COPLAND, L. & M. SHARP, 2001. Mapping thermal and hydrological conditions

beneath a polythermal glacier with radio-echo sounding. *Journal of Glaciology*, 47(157): 232-242.

DAMM, V., G. CASASSA, D. EISENBURGER & M. JENETT, 1999. Glaciological and hydrogeological studies of glaciers in Central Chile and Patagonia using a helicopter borne radio echo sounding system. *Operational Report and Preliminary Results*, BGR, Germany, 45 pp.

ESCOBAR, F., G. CASASSA & V. POZO, 1995. Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile Central en las últimas dos décadas. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines* 24(3): 683-695.

GADES, A.M. 1998. Spatial and temporal variations of basal conditions beneath glaciers and ice sheets inferred from radio echo-sounding measurements. Ph.D. Thesis, University of Washington, Geophysics Program, 192 pp.

GADES, A., C. RAYMOND, H. CONWAY, & R. JACOBEL, 2000. Bed properties of

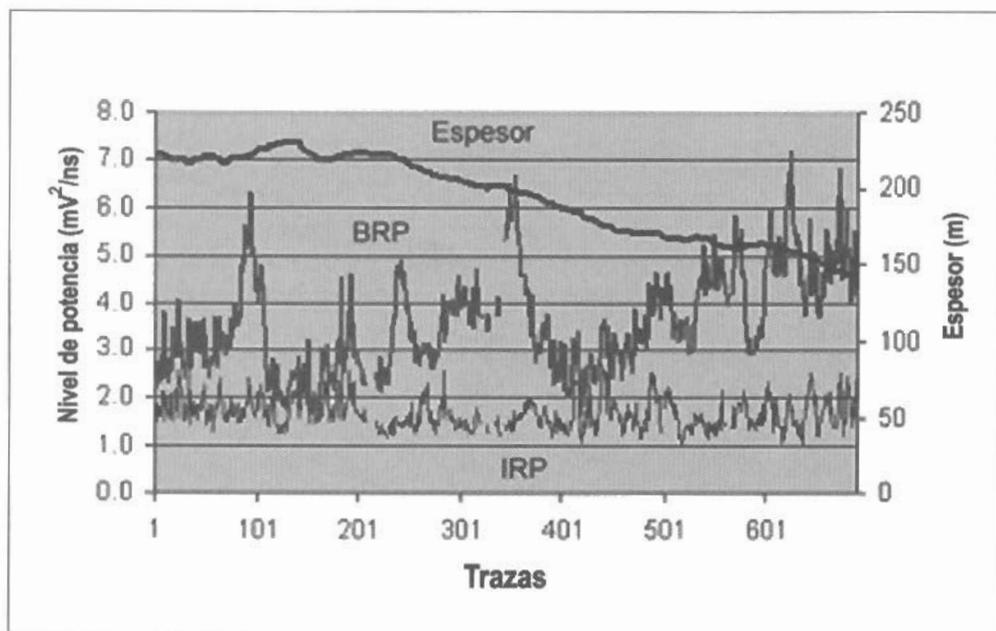


Fig. 8. Potencia de reflexión IRP y BRP del perfil A-A' del glaciar Juncal Norte.
Fig. 8. Power reflection IRP and BRP of profile A-A' of Juncal Norte glacier.

Siple Dome and adjacent ice streams, West Antarctica, inferred from radio-echo sounding measurements. *Journal of Glaciology*, 46(152): 88-101.

GILBERT, J., M. STASIUK, S. LANE, C. ADAM, M. MURPHY, S. SPARKS & J. NARANJO, 1996. Non-explosive, constructional evolution of the ice-filled caldera at Volcán Sollipulli, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 58: 67-83.

GINOT, P., M. SCHWIKOWSKI, N. GAGGELER, U. SCHOTTERER, C. KULL, M. FUNK, A. RIVERA, F. STAMPFLI & W. STICHLER. First results of a paleoatmospheric chemistry and climate study of Cerro Tapado glacier, Chile. In CASASSA, G., F. SEPÚLVEDA & R. SINCLAIR (Eds.), *The Patagonian Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*, Series of the Centro de Estudios Científicos, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York. En prensa.

JEZEK, K., J. CLOUGH, C. BENTLEY & S. SHABTAIE, 1978. Dielectric permittivity of glacier ice measured in situ by radar wide-angle reflection. *Journal of Glaciology*, 21(85):199-208.

KENNET, M, T. LAUMANN & C. LUND, 1993. Helicopter-borne radio-echo sounding of Svaritsen, Norway. *Annals of Glaciology*, 17: 23-26.

KRIMMEL, R. 1999. Analysis of difference between direct and geodetic mass balance measurements at South Cascade glacier, Washington. *Geografiska Annaler*, 81A(4): 653-658.

LUCERO, N. 2002. Diseño de un radar en HF para medición de espesores de hielo, con ayuda de un helicóptero. Tesis de Ingeniero Civil Eléctrico, Universidad de Magallanes. Punta Arenas, 189 pp. Inédita.

LLIBOUTRY, L. 1954. The origin of penitents. *Journal of Glaciology* 2(15): 331-338.

- MACHARET, Y., M. MOSKALEVSKY & E. VASILENKO, 1993.** Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime. *Journal of Glaciology*, 29(132): 373-384.
- MARANGUNIC, C. 1979.** Inventario de Glaciares. Hoya del río Maipo. Dirección General de Aguas, Publicación G-2, Santiago.
- MESSERLI, B., C. AMMANN, M. GEYH, M. GROSJEAN, B. JENNY, K. KAMMER & M. VUILLE, 1998.** The problem of the "Andean dry diagonal": current precipitation, Late Pleistocene snow line, and lake level changes in the Atacama Altiplano (18°S-28°S/29°S). *Bamberger Geographische Schriften*, 15: 17-34.
- NAROD, B. & G. CLARKE, 1994.** Miniature high-power impulse transmitter for radio-echo sounding. *Journal of Glaciology*, 40(134):190-194.
- PEÑA, H. & B. NAZARALA, 1987.** Snowmelt-runoff simulation model of a Central Chile Andean Basin with relevant orographic effects. In: *Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover (Proceedings of the Vancouver Symposium)* IAHS Publication 166: 161-172.
- PLEWES, L. & B. HUBBARD, 2001.** A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. *Progress in Physical Geography* 25(2): 203-236.
- RASMUSSEN, L. & R. KRIMMEL, 1999.** Using vertical aerial photography to estimate mass balance at a point. *Geografiska Annaler*, 81A(4): 725-733.
- REES, W. 2001.** *Physical principles of remote sensing*. 2nd Edition, Cambridge University Press, UK, 343 pp.
- RIVERA, A. 1989.** Inventario de Glaciares entre la cuenca del río Bío Bío y Petrohué y su relación con el volcanismo activo. Caso volcán Lonquimay. Memoria para optar al título de Geógrafo, Departamento de Geografía, Universidad de Chile, 202 pp. Inédita.
- RIVERA, A. & G. CASASSA, 2000.** Variaciones recientes y características de los glaciares Chico y O'Higgins, Campo de Hielo Sur. In: *IX Congreso Geológico Chileno*, Vol 2, pp. 244-248.
- RIVERA, A. & G. CASASSA.** Detection of ice thickness using radio echo sounding on the Southern Patagonia Icefield. . In: CASASSA, G., F. SEPÚLVEDA & R. SINCLAIR (Eds.), *The Patagonian Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*, Series of the Centro de Estudios Científicos, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York. En prensa.
- RIVERA, A., G. CASASSA, C. ACUÑA & H. LANGE, 2000a.** Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones Geográficas* 34: 25-52.
- RIVERA, A., G. CASASSA, C. ACUÑA & R. VIEIRA, 2000b.** Recent glacier variations and snow line changes in central Chile. In: *Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, pp. 274-275.
- RIVERA, A., A. GIANNINI, J. QUINTEROS & M. SCHWIKOWSKI. 2000c.** Ice thickness measurements on the glacier of Cerro Tapado, Norte Chico, Chile. In: *Annual Report 1999, Labor für Radio-Und Umweltchemie der Universität Bern und des Paul Scherrer Instituts, Switzerland, Villigen*, p. 38.
- RIVERA, A., C. ACUÑA, G. CASASSA & F. BOWN.** Use of remote sensing and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to the sea level rise. *Annals of Glaciology*, 34. En prensa.
- ROSENBLÜTH, B., H. FUENZALIDA & P. ACEITUNO, 1997.** Recent temperature variations in Southern South America. *International Journal of Climatology*, 17: 67-85.

SCHWIKOWSKI, M., S. BRÜTSCH, G. CASASSA, M.A. GODOI, A. GIANNINI, A. RIVERA, E. VERA, R. ADAROS, ST. KNÜSEL & CH. KULL. 2001.

Glaciological and chemical survey at glacier Esmeralda, Chile. Labor für Radio- und Umweltchemie der Universität Bern und des Paul Scherrer Instituts, Annual Report 2000, pp. 26-27.

STEINHAGE, D, U. NIXDORF, U.MEYER & H. MILLER, 1999.

New maps of the ice thickness and subglacial topography in Dronning Maud Land, Antarctica, determined by means of airborne radio-echo sounding. *Annals of Glaciology*, 29:267-272.

THOMPSON, L., J. BOLZAN, H. BRECHER, P. KRUSS, E. MOSLEY-

THOMPSON & K. JEZEK, 1982.

Geophysical investigations of the tropical Quelccaya Ice Cap, Perú. *Journal of Glaciology*, 28(98): 57-69.

THOMPSON, L., W. XIAOLING, E. MOSLEY-THOMPSON & X. ZICHU,

1988. Climatic records from the Dundee Ice Cap, China. *Annals of Glaciology*, 10: 178-182.

VICKERS, R. & R. BOLLEN, 1974.

An experiment in the radio echo sounding of temperate glaciers. Menlo Park, California, Stanford Research Institute, Final Report, 16 pp.

WATTS, R. & A. ENGLAND, 1976.

Radio-echo sounding of temperate glaciers: ice properties and sounder design criteria. *Journal of Glaciology*, 17(75): 39-48.

Esquema de **Investigaciones GEOGRÁFICAS**



Medición de espesor de hielo en la zona de ablación del Glaciar Juncal Norte (ver trabajo en este número). Sistema de radar montado en cañas de fibra de vidrio (foto A. Rivera, enero de 1999).