

MEDICIONES DE ESPESOR DE HIELO EN CHILE USANDO RADIO ECO SONDAJE

ICE THICKNESS MEASUREMENTS IN CHILE USING RADIO ECHO SOUNDING

Jonathan, Oberreuter A.¹, José, Uribe P.¹, Rodrigo, Zamora M.¹, Guisella Gacitúa C.¹, Andrés, Rivera I.^{1,2}

¹Centro de Estudios Científicos, Valdivia, Chile.

²Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

E-mail: jober@cecs.cl

RESUMEN

El radio eco sondaje ha sido una de las técnicas más utilizadas en los últimos años para medir el espesor de hielo en glaciares a lo largo de prácticamente todo Chile, especialmente en la región Central y en los Campos de Hielo Patagónicos. En este trabajo se presentan los principales sistemas utilizados en las últimas décadas y los resultados más representativos obtenidos con un sistema aerotransportado de reciente desarrollo que usa antenas de dipolo tipo bow-tie de frecuencias entre 20 y 50 MHz, las que son transportadas con helicóptero. Este sistema fue probado en glaciares hasta ahora inaccesibles o medidos a pie en perfiles que no han sido representativos de la totalidad del hielo prospectado. En estos glaciares, el sistema aerotransportado obtuvo una gran cobertura de datos gracias a sus ventajas operacionales de medir zonas con fuertes pendientes y sus capacidades de diseño electrónico, gracias a lo cual se logró detectar la estructura interna del hielo y la totalidad del espesor allí existente. Entre los resultados obtenidos destaca el espesor máximo de 129 m medido en el Glaciar Olivares Alfa (33°11' S /70°13' O) de 3.91 km² de superficie en el año 2013, donde la gran cantidad de líneas levantadas permitió determinar un volumen equivalente de agua de 0.17 ± 0.02 km³.

Palabras clave: radio eco sondaje, espesor de hielo, glaciares, volumen equivalente de agua.

ABSTRACT

Radio echo sounding has been one of the most utilized techniques in Chile in recent years for measuring ice thickness, particularly for glaciers in the central Chilean Andes and in the Patagonian Ice Fields. In this article, the main surveying systems and the most representative results are presented. A helicopter-borne system, consisting of bow-tie dipole antennas with frequencies between 20 to 50 MHz, was successfully tested at several glaciers that had previously been poorly studied due to their difficult and remote terrain. For these glaciers, the operational performance and electronic design of the system proved appropriate for detecting internal ice structures and ice thicknesses. Surveys carried out at Glaciar Olivares Alfa (33°11' S, 70°13' W, 3.91 km² in 2013), for example, obtained a maximum ice thickness of 129 m. Survey density at this glacier allowed determination of ice volume equating to 0.17 ± 0.02 km³ w.e.

Keywords: radio echo sounding, ice thickness, glaciers, water equivalent volume.

INTRODUCCIÓN

En Chile, de acuerdo a la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas (DGA), organismo estatal encargado de promover la gestión y administración del recurso hídrico en Chile, hay más de 23000 km² de hielo entre glaciares descubiertos, de roca, glaciaretos y campos de hielo (DGA, 2013). Estos glaciares se extienden a lo largo de casi toda la Cordillera Andina, constituyendo una importante reserva de agua en estado sólido para nuestro país, los que han contribuido en forma cuantiosa al aumento global del nivel medio del mar (Rivera et al., 2002; Jacob et al., 2012).

No obstante existir algunas anomalías (Rivera et al., 2012), la mayor parte de los glaciares de Chile están experimentando una tendencia generalizada de retroceso (Masiokas et al., 2009), con tasas que varían desde unos pocos metros anuales, especialmente en glaciares de la zona Norte (Bown et al., 2008), hasta valores sobre los 900 m a⁻¹ en Chile austral (Rivera y Bown, 2013). Este comportamiento está principalmente determinado por el

cambio climático, particularmente por el aumento de la temperatura atmosférica en la parte alta de la Cordillera y la disminución de las precipitaciones, detectada en varias estaciones meteorológicas (Falvey y Garreaud, 2009; Carrasco et al., 2005 y 2008).

A estos evidentes cambios climáticos, que se suman a una alta variabilidad interanual de precipitaciones y temperaturas, en parte, debido a la presencia o ausencia de fenómenos ENSO, poco se sabe de los efectos que estos últimos tienen en los recursos hídricos provenientes de glaciares (Pellicciotti et al., 2007).

En la zona central y Norte, se estima que la fusión de glaciares contribuye de forma significativa a la escorrentía superficial (Rivera et al., 2006a), especialmente en períodos de verano de años secos donde puede alcanzar hasta el 70% (Peña and Nazarala, 1987), por lo que las pérdidas de hielo pueden incidir negativamente en la cantidad de agua disponible para el consumo domiciliario, industrial, minero y agrícola, sectores donde las demandas de agua han crecido permanentemente (Meza et al., 2012). No obstante, esta contribución no ha sido ratificada con estudios de balances hídricos de detalle, debido a falta de medición de caudales cerca de glaciares y por falta de datos de volumen de hielo existente en la región.

Para determinar esto, es necesario completar y actualizar los inventarios de glaciares de Chile. Hay que aumentar los pocos programas de monitoreo sistemático existentes, como el del balance de masa del Glaciar Echaurren (DGA, 2010), y hay que generar líneas de base en varias regiones englazadas del país, en particular de la escorrentía generada por el hielo y la nieve estacional (DGA, 2011a).

En general, uno de los aspectos menos conocidos de los glaciares es su volumen equivalente de agua, por lo que normalmente se usan modelos simples que relacionan el área con el volumen (Grinsted, 2013), lo que no siempre da buenos resultados a nivel individual, debido a que se tratan de relaciones globales. Para una mejor determinación de volúmenes de glaciares, es necesario contar con datos de espesor de hielo y de la densidad del manto superficial y sus cambios.

Para determinar el espesor de hielo, se han usado varios métodos geofísicos, destacándose el de radio eco sondaje (RES). Este consiste en un sistema que utiliza un pulso electromagnético corto pero de gran amplitud, emitido por una antena transmisora. Este pulso viaja hacia el interior del glaciar, es reflejado en el lecho rocoso, como también en los distintos obstáculos y capas que se encuentran en su interior, y finalmente el eco resultante es recogido por la antena receptora. La señal es captada por algún medio digital y posteriormente almacenada en un computador portátil donde es procesada.

El objetivo de este artículo es recopilar las mediciones de espesores de hielo hechas con esta metodología en las últimas décadas en Chile, poniendo especial énfasis en las más recientes realizadas en la zona de Chile Central. Además, se presentan los resultados de la última medición realizada por el Centro de Estudios Científicos (CECs) en el Glaciar Olivares Alfa (33°11' S / 70°13' O / 4426 m s.n.m.), utilizando un radar de 50 MHz transportado con helicóptero. Finalmente, se realiza una comparación de estos resultados, con los modelos de Grinsted (2013) para áreas menores a 25 km² y de Huss y Farinotti (2012) para espesor en glaciares de Los Andes.

TEORÍA DE RADIO ECO-SONDAJE

Principios de medición

La medición de radio-eco sondaje (RES) consiste básicamente en la emisión por medio de una antena transmisora de pulsos electromagnéticos de banda ancha, que van desde 1 MHz a 50 MHz (Plewes y Hubbard, 2001). En el caso de un glaciar, el pulso penetra en el cuerpo de hielo y es reflejado por las variaciones de permitividad eléctrica existente en el hielo y en la interfaz hielo-roca. Posteriormente, los ecos vuelven a la superficie donde son captados por una antena receptora. El espesor de hielo y las profundidades de interfaces reflectantes, pueden ser determinados mediante el análisis de los retardos de tiempo en el pulso en el hielo (Bogorodsky et al., 1985).

La propagación de señales electromagnéticas está influenciada por las propiedades del material, tales como la permitividad eléctrica (ϵ), la conductividad eléctrica (σ) y la permeabilidad magnética (μ) (Annan, 2009). La permeabilidad magnética se asume como de poca significancia en aplicaciones de radio eco sondaje. La permitividad eléctrica es el parámetro que describe la capacidad del material de almacenar una carga eléctrica, impidiendo el flujo de una corriente eléctrica aplicada. Esta variable se compone de una parte real (la constante dieléctrica) y de una parte imaginaria (un factor de pérdida). La constante dieléctrica se expresa normalmente en forma relativa (ϵ_r) con respecto a la permitividad del vacío (ϵ_0). Por otro lado, la conductividad eléctrica describe la habilidad de un material de conducir una corriente eléctrica aplicada. Puede variar en escalas mayores, la cual está determinada en gran parte por la cantidad de sales disueltas presentes en el agua. Los parámetros eléctricos de algunos materiales se encuentran en la Tabla 1.

El contenido de agua en estado líquido en un glaciar incrementa la disipación de la energía electromagnética, así como la conductividad y la permitividad dieléctrica del material saturado, por lo que la capacidad de penetración de las ondas de radar sólo es factible con frecuencias bajas (1 a 50 MHz). La medición del valor del dieléctrico ha sido usada para determinar el contenido de agua de un material (Topp et al, 1980; Slater y Comas, 2009).

Material	Permitividad relativa eléctrica (ϵ_r)	Conductividad eléctrica (σ) (mS m^{-1})	Velocidad v ($\times 10^8 \text{ m s}^{-1}$)
Aire	1	0	3.0
Agua dulce	80	0.5	0.33
Agua salada	80	3000	0.1
Hielo temperado (0°)	3.195 ± 0.020	0.01	1.677 ± 0.005
Hielo frío (-20°)	3.182 ± 0.018	0.01	1.681 ± 0.005
Nieve polar (Reynolds, 1997)	1.4-3	-	0.194-0.252
Permafrost	1-8	0.1-10	1.06-3.00

Tabla 1. Propiedades eléctricas típicas de una variedad de materiales comunes en la superficie terrestre. (Modificado de Plewes y Hubbard, 2001; Hubbard, 2001; Reynolds, 1997; Glen y Paren, 1975).

Table 1. Typical electrical properties of common material on earth surface. (Modified from Plewes and Hubbard, 2001; Reynolds, 1997; Glen y Paren, 1975).

Propagación de la señal de radar en el hielo

En el caso del hielo puro, la permitividad dieléctrica es de aproximadamente 3, pero puede aumentar por la presencia de agua e impurezas (Bogorodsky et al., 1985). La señal de radar en el hielo puede describirse en términos de su velocidad, atenuación y resolución.

La velocidad de propagación de ondas de radar en el hielo está dada por la ecuación (1) (Reynolds, 1997).

$$v_{ice} = \frac{c}{((\epsilon_r/2)[(1+p^2)+1])^2} \quad (1)$$

Donde: c es la velocidad de la luz en el vacío ($3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$), ϵ_r es la constante dieléctrica relativa y P es el factor de pérdida, tal que $P = \sigma \omega \epsilon_r$, donde σ es la conductividad y ω es la frecuencia angular ($\omega = 2\pi f$, donde f es la frecuencia de la onda de radar).

Por tanto, la velocidad de onda en el hielo está determinada por la conductividad y la permitividad eléctrica y en menor medida, por la frecuencia de la onda de radar.

Determinar la velocidad de propagación es fundamental para la medición del espesor de hielo con radar, ya que permite estimar este parámetro (h) usando el tiempo de viaje de la onda, desde que es transmitida hasta que es recibida (Δt), mediante la ecuación

$$\Delta t = \frac{2h}{v_{ice}} \quad (2)$$

La velocidad de propagación de onda en el hielo varía dependiendo de su temperatura, tal como se puede apreciar en la Tabla 1. Estas estimaciones fueron hechas por Glen y Paren (1975). En tanto, Macharet et al (1993) señala que velocidades superiores a $167 \text{ m}/\mu\text{s}$ son típicas de glaciares fríos, mientras que son menores a este valor en glaciares temperados. En este trabajo se utilizó una velocidad de propagación de $0.168 \text{ m}/\mu\text{s}$, la cual ha sido obtenida mediante mediciones *in situ*, y ha sido utilizada en estudios de radar como en Conway et al. (2009).

La atenuación de ondas de radar es la pérdida de energía de la señal (dB) y ocurre como resultado de varios procesos tales como dispersión, absorción dieléctrica y divergencia geométrica (Plewes y Hubbard, 2001). A medida que la onda se propaga por el medio la amplitud de la onda electromagnética decae según la ecuación (3):

$$A = A_0 e^{-\alpha z} \quad (3)$$

Donde: z es la distancia de recorrido de la onda y α es una constante de atenuación.

Esta última describe la pérdida de energía de la onda por unidad de distancia recorrida desde la fuente en dB m^{-1} y se deriva de la ecuación 4 (Reynolds, 1997):

$$\alpha = \omega \left((\epsilon_r / 2) \left[\left(\frac{1 + \sigma^2}{\omega^2 \epsilon^2} \right)^{1/2} - 1 \right] \right)^{1/2} \quad (4)$$

El coeficiente de atenuación en hielo es relativamente bajo con respecto a otros materiales terrestres, dependiendo fuertemente de la permitividad y conductividad, sin embargo está positivamente relacionada con la frecuencia de la onda de radar.

En la práctica, la mayor atenuación se produce por dispersión (*scattering*) de las ondas electromagnéticas, producto por ejemplo de bolsones de agua, que pueden estar presentes en hielo temperado.

La resolución y la detectabilidad son factores importantes en la medición de radar. La resolución indica el límite de certeza en la determinación de la posición y de los atributos geométricos de un objetivo (tales como tamaño, forma y espesor) y está controlado por el proceso de observación (Annan, 2009). La resolución vertical está dada por la frecuencia de la señal, estimada teóricamente en un cuarto de la longitud de onda de la señal de radar (Reynolds, 1997). En la práctica, esta resolución se reduce a un tercio o a un medio de la longitud de onda debido a la naturaleza compleja de la señal de radar transmitida y de las respuestas del suelo (Sheriff and Geldart, 1995). La capacidad de detectar los objetos en el suelo depende de su tamaño, geometría y alineación, contraste eléctrico con su medio, y de la frecuencia de la señal de radar, ruido e interferencia.

Adquisición de datos

Existen varios sistemas de medición RES disponibles. Uno de los sistemas más comunes es el radar de impulso en el dominio del tiempo, el cual se compone de dos antenas idénticas que funcionan como antenas de transmisión y recepción (antena bi-estática), un transmisor que genera pulsos electromagnéticos cortos, un receptor que captura el pulso reflejado, una unidad de control que hace el seguimiento de la sincronización de la señal y realiza procesamiento en tiempo real, y un computador para manipular los parámetros de sondeo, almacenamiento de datos y despliegue de datos en tiempo real. Estos sistemas de radar operan con una única frecuencia central y ancho de banda, las cuales están definidas por las características de la antena. Un sistema alternativo es el sistema de frecuencia de paso, donde se emplean simultáneamente pares de diferentes antenas. En este caso, se transmiten ondas continuas o discretas y las mediciones de magnitud y fase se realizan a diferentes frecuencias en la banda de frecuencia de interés.

La captura de datos se realiza en forma de trazas. Cada traza está formada por uno o más pulsos en un punto de medición. El promedio de trazas se lleva a cabo para aumentar la relación señal ruido. La longitud de la traza, en número de muestras, dependerá del alcance de la antena, de su resolución vertical y de las capacidades del conversor análogo digital del receptor. Al unir una cierta cantidad de trazas, donde cada traza representa un punto distinto, es posible visualizar la continuidad de una fuerte reflexión que represente la interfaz hielo roca (si es que la presencia de *scattering* es baja). Este conjunto de trazas es lo que se denomina imagen de radar o radargrama.

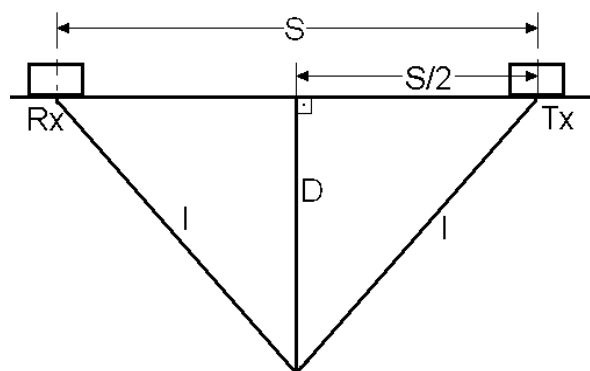


Figura 1. Esquema de antena con separación fija entre transmisor (Tx) y receptor (Rx).
Figure 1. Diagram of antenna with fixed separation between transmitter (Tx) and receiver (Rx).

Una de las configuraciones más comunes de antena es aquella donde se mantienen las antenas a una distancia fija durante el perfilamiento (Figura 1). Una estimación para el espaciado óptimo de antena es el de la ecuación (5) (Annan, 1998):

$$S = \frac{2d}{(\epsilon_r - 1)^{1/2}} \quad (5)$$

Donde: d : es la profundidad hacia el objetivo y ϵ_r : es la constante dieléctrica.

Un espaciado muy pequeño causará una saturación de la señal por la onda directa, y puede enmascarar las reflexiones tempranas. Un espaciado mayor de antena causa que los tiempos de viaje (ida y regreso) aumenten considerablemente, que haya una compresión de las señales en el dominio del tiempo y una disminución de la resolución vertical.

Algunos parámetros importantes durante la adquisición de datos son:

- Ventana de tiempo: Es el rango de la señal capturada, la cual dependerá de la profundidad máxima que se requiera sondear.
- Frecuencia de muestreo (f_s): Es la que determina el número de muestras registradas por segundo. Una tasa muy alta de muestreo reduce las posibilidades de *aliasing* (solapamiento espectral), pero aumenta el tamaño de la información digital almacenada.
- Espaciado entre puntos de medición: Esta distancia no puede ser muy grande, ya que de esta forma no se sondearán reflectores de importancia en el terreno. Annan (1998) recomienda la ecuación (6) donde se define una distancia máxima:

$$\Delta_x = \frac{c}{4f\epsilon_r^{1/2}} = \frac{1}{4f} v = \frac{\lambda}{4} \quad (6)$$

Donde: λ : es la longitud de onda.

Normalmente en mediciones de RES se requiere que las mediciones puntuales sean realizadas a una distancia constante. Esto sólo se logra manteniendo una velocidad constante de desplazamiento y una velocidad de disparo constante. También es necesaria la utilización de instrumentos de posicionamiento (GPS) para la georreferenciación. Adicionalmente, la información de altitud sobre el nivel del mar y sobre el nivel del suelo es imprescindible para realizar la corrección de terreno de los datos de RES.

Las mediciones con sistemas RES en forma de líneas paralelas ya sean transversales o longitudinales, permiten la posterior generación de interpolaciones, con el fin de estimar el volumen de hielo del área medida (por ejemplo, el volumen equivalente de agua almacenado en un glaciar). Mientras menor sea la distancia entre las líneas de medición, mayor será la resolución de la grilla y más precisa será la estimación volumétrica.

Procesamiento

El procesamiento de los datos RES busca mejorar la señal e identificar de mejor manera las reflexiones mediante el uso de filtros, ganancias variables, algoritmos de migración y correcciones topográficas. El procesamiento puede llevarse a cabo en tiempo real durante la medición, pero se recomienda almacenar los datos en su formato original para procesarlos posteriormente.

Un diagrama de los principales pasos de adquisición y procesamiento se observa en la F

Figura 2. El primer paso es ordenar los datos. Una vez que se ha realizado la medición RES, se visualiza en un computador el conjunto de trazas en forma de *radargrama* y se eliminan las trazas que están repetidas (o bien se promedian). También se puede realizar una interpolación en el radargrama para obtener una única traza cada cierta distancia horizontal. El segundo paso es usualmente la aplicación de un filtro *dewow* (filtro pasa alto), el cual remueve componentes de muy baja frecuencia en los datos, una particularidad de los sistemas RES. El tercer paso se llama migración y consiste en la eliminación de las reflexiones provenientes de obstáculos laterales, tanto en el aire como en el hielo. Estas reflexiones se identifican con facilidad por su forma de hipérbola. El paso de migración permite, posteriormente, interpretar de mejor manera la interfaz hielo-roca. En el cuarto paso, se busca compensar la rápida atenuación de la señal de radar con la profundidad, usando funciones de ganancia. Normalmente, una ganancia constante puede ser suficiente para identificar el reflector. Sin embargo, a veces es necesario el uso de ganancia variable en el tiempo, amplificando en mayor medida las señales más débiles que se encuentran a mayores profundidades, y en menor medida las más fuertes. Esta ganancia variable permite igualar las amplitudes a lo largo de la traza. Un quinto paso es la aplicación de filtros, los cuales pueden ser realizados en el dominio del tiempo (a lo largo de la traza) o en el espacio (entre trazas vecinas) tales como filtros pasa banda o substracción de fondo. Estos procesos pueden incrementar la relación señal ruido en los datos. Finalmente se produce la corrección topográfica y la interpretación de la interfaz hielo-roca.



F

Figura 2. Esquema de trabajo de los datos de radar desde la adquisición de datos hasta el cálculo del volumen de hielo. “n” es un número natural. Fuente: Modificado de Berthling y Melvold (2008).

Figure 2. ES Work diagram from data acquisition to ice volume estimation. “n” is a natural number. Source: Modified from Berthling and Melvold (2008).

RECOPILACIÓN DE MEDICIONES DE ESPESOR DE HIELO EN CHILE

Primeras mediciones

El primer sistema de radio eco sondaje empleado en Chile consistía en un transmisor diseñado en The Ohio State University (OSU) y en un osciloscopio análogo Hitachi-V209, cuya pantalla debía ser fotografiada para captar la señal, obteniéndose mediciones puntuales. Se utilizó por primera vez en 1990 para medir espesor de hielo en la zona de ablación del glaciar Tyndall (Tabla 2) del Campo de Hielo Sur (CHS), donde se logró detectar más de 600 m de espesor (Casassa, 1992).

En 1992, Gilbert et al. (1996) midieron espesor de hielo en el glaciar de la caldera del Nevado de Sollipulli (Tabla 2), determinando un espesor máximo superior a los 650 metros en su parte central, al combinar datos de radar con gravimetría. A partir de sus resultados, determinaron un volumen mínimo de 6 km^3 de hielo en la caldera. Con el método de radar, Gilbert et al. (1996) sólo alcanzaron a detectar un espesor máximo de 420 m.

En 1993, Casassa y Rivera (1998) volvieron a medir en el glaciar Tyndall, esta vez con un sistema de radar de captura y visualización digital, reduciendo los problemas técnicos que implicaba fotografiar la pantalla del osciloscopio. En esa oportunidad, utilizaron un sistema que estaba compuesto por un transmisor OSU, el mismo que se utilizó en 1990, y un osciloscopio digital Philips Scopemeter 97, que permitía el traspaso de las señales a un computador portátil, el cual se conectaba directamente al receptor. La medición era de carácter puntual, puesto que las antenas debían ser desplegadas en cada punto de medición. Como resultado, se detectaron valores de espesor levemente inferiores a los obtenidos en 1990.

Cuando se requiere cubrir grandes extensiones de hielo, es necesario el uso de un medio de transporte para trasladar el sistema de radar. Así es como Rivera y Casassa (2002) implementaron un sistema de radar de impulso montado en trineos y tirado por motos de nieve que se probó con éxito en el hielo temperado del glaciar Chico (Tabla 2) del CHS, donde se midió poco más de 700 m en 1997 (Rivera et al, 2000a).

En Chile central, la mayoría de los glaciares son de menores dimensiones que los de Patagonia (Rivera et al., 2000a) con una topografía más accidentada, por lo que el uso de motos de nieve es poco apropiado. En estos casos se han empleado sistemas de radar, pero transportados a pie.

Entre 1998 y 2001, Rivera et al. (2001) midieron espesor de hielo en los glaciares San Francisco, Juncal Norte y Esmeralda, ubicados en Chile Central, y los glaciares Casa Pangue y Tapado, ubicados en el sur y norte chico del país (Tabla 2). En la mayoría de estas mediciones se usaron metodologías de perfilaje con cañas en paralelo o

con cintas de escalada transportadas en línea. La primera consistía en que las antenas se sujetaban a cañas de fibra de vidrio de 10 m de largo, las cuales se adosaban a las mochilas de los investigadores, quienes transportaban el sistema a pie. El uso de esta configuración requería de fuerza y equilibrio, lo cual lo hacía inseguro en una topografía compleja. En la segunda metodología, las antenas eran introducidas en cintas de escalada, las cuales eran arrastradas sobre el hielo. Las antenas tenían un largo de medio dipolo de 5 a 20 m. Esta última metodología era más segura para sortear grietas y escalar paredes de hielo. De cualquier forma, ambos sistemas requerían de un gran esfuerzo físico y de tiempo para cubrir un área considerable en las mediciones. El posicionamiento de las mediciones era realizado con GPS.

Glaciar	Localización		Espesor máximo (m)	Año de medición	Fuente
	Lat (S)	Lon (O)			
Tapado	30°09'	70°00'	42	1999	Rivera et al., 2000b
Monos de Agua	32°60'	70°02'	100	2011	DGA, 2011b
Juncal Norte	33°02'	70°06'	238	2013	CECs, 2013
Juncal Sur	33°06'	70°07'	248	2011	DGA, 2011b
Olivares Gamma	33°07'	70°10'	182	2011	DGA, 2011b
Olivares Beta	33°08'	70°12'	233	2011	DGA, 2011b
Olivares Alfa	33°11'	70°13'	129	2013	Presente estudio
Del Rincón	33°11'	70°16'	88	2012	DGA, 2012b
La Paloma	33°11'	70°15'	83	2012	DGA, 2012b
Esmeralda	33°14'	70°13'	151	2012	DGA, 2012b
Cerro El Plomo	33°14'	70°13'	97	2012	DGA, 2012b
Yeso 2	33°31'	69°51'	95	2012	DGA, 2012b
Bello	33°31'	69°56'	138	2012	DGA, 2012b
Yeso	33°32'	69°55'	128	2012	DGA, 2012b
Echaurren Norte	33°35'	70°08'	89	2009	DGA, 2009
Mesón Alto	33°41'	70°02'	116	2012	DGA, 2012b
San Francisco	33°45'	70°04'	90	2012	DGA, 2012b
Cipreses Norte	34°31'	70°21'	205	2012	DGA, 2012b
Palomo	34°35'	70°18'	222	2011	DGA, 2011b
Cipreses	34°35'	70°21'	257	2011	DGA, 2011b
Cortaderal	34°38'	70°18'	261	2011	DGA, 2011b
Universidad	34°40'	70°20'	324	2012	DGA, 2012b
Nevado de Sollipulli	38°59'	71°31'	650	1992	Gilbert et al., 1996
Volcán Villarrica	39°25'	71°56'	195	2005	Rivera et al., 2006b
Volcán Mocho	39°55'	72°01'	270	2005	Rivera et al., 2006b
Casa Pangué	41°07'	71°51'	170	2000	Rivera et al., 2001
San Rafael	46°43'	73°31'	842	2012	DGA, 2012a
Nef	46°58'	73°19'	620	2012	DGA, 2012a
Colonia	47°10'	73°26'	726	2012	DGA, 2012a
Glaciar Chico	49°15'	72°20'	813	1997	Rivera y Casassa, 2002
Tyndall	51°15'	73°15'	670	2006	Zamora et al., 2009

Tabla 2. Mediciones de RES (Radio Echo Sounding) en Chile. “s/i”: sin información.
Table 2. RES (Radio Echo Sounding) measurements in Chile. “s/i”: without information.

Luego, se utilizó radares usando antenas colgantes transportadas por aviones o helicópteros. Estos sistemas habían sido probados con éxito en Noruega, donde, por ejemplo, Kennet et al. (1993) midieron 300 m de hielo temperado mediante una antena transportada por helicóptero. Este sistema consistía en un transmisor de impulso con una frecuencia central de 6 MHz y antenas de medio dipolo de 8 m. Otro sistema de 150 MHz aerotransportado fue probado con éxito en Antártica, donde se midió un máximo de 3643 m de hielo frío (Steinhage et al., 1999). Este mismo sistema fue utilizado en hielo temperado de Patagonia y Chile Central en 1999, constituyendo la primera medición con radar aerotransportado por helicóptero (Casassa et al., 2001). Los resultados obtenidos fueron desfavorables, dado que en el glaciar Tyndall, sólo se pudo detectar retornos subglaciares en un 5% de las mediciones (máximo medido de 800 m), mientras que en los glaciares Olivares Alfa, Olivares Beta, Juncal Sur y Echaurren Norte de Chile Central, prácticamente no se pudo detectar espesor de hielo (Casassa et al., 2001). La principal razón fue la presencia de aguas de derretimiento, lo que acompañado de una

frecuencia de operación alta (150 MHz), produjo abundante *scattering* en la señal. Estas mediciones demostraron empíricamente que frecuencias altas no son adecuadas para hielo temperado. Por ello, el uso de un sistema de radar con frecuencias de 1 MHz transportado por un avión Casa 212, fue empleado con éxito para medir el Glaciar Tyndall, donde se logró un máximo de cerca de 670 m (Zamora et al., 2009).

En algunos volcanes de la zona sur de Chile también se han realizado mediciones de RES, como las realizadas el año 2005, donde Rivera et al. (2006b) midieron exitosamente el espesor de hielo en los glaciares de los volcanes Villarrica y Mocho (Tabla 2), alcanzando 195 y 270 m de espesor máximo, respectivamente. Para el volcán Mocho se utilizó un sistema de perfilaje arrastrado por motos de nieve, con un transmisor de amplitud de voltaje de 1600 Vpp., una antena de medio dipolo de 20 m resultando en una frecuencia central de 2 MHz. En el Volcán Villarrica, se usó un sistema RES portátil transportado por tres personas, con un transmisor de 800 Vpp, una antena de medio dipolo de 8 m, lo cual resultó en una frecuencia central de 5 MHz.

Actualmente, el uso de sistemas RES aerotransportados ha adquirido mayor relevancia para la medición de espesor de hielo, ya que permite acceder a lugares donde antes era muy difícil llegar por presencia de grietas o elevada pendiente. El uso de helicóptero ha permitido, entre otras cosas, abarcar una mayor área de medición, lo cual ha sido beneficioso en términos de los cálculos de volúmenes de hielo. Al existir mayor densidad de datos de espesor de hielo en un glaciar, mejor es la calidad de la interpolación del espesor y más preciso es el cálculo del volumen de hielo y de agua almacenada.

Mediciones aerotransportadas de espesor de hielo en glaciares de Chile Central

En el 2011, el Centro de Estudios Científicos (CECs) midió espesor de hielo en los glaciares Monos de Agua, Olivares Alfa, Olivares Beta, Olivares Gamma y Juncal Sur, los cuales se ubican en la cuenca de Maipo y Aconcagua, y en los glaciares Cipreses, Palomo y Cortaderal, ubicados en la cuenca del Rapel (Tabla 2). Para estas mediciones se utilizó un radar de 25 MHz (BGR-P30), diseñado, construido y probado por el Dr. Norbert Blindow. El radar estaba compuesto por una antena colgante (antenas dipolo tipo bow-tie) de 4 m de ancho por 6 m de largo, con una masa de 300 kg, que se sostenía 20 m bajo el helicóptero.

Las mediciones fueron exitosas, lográndose detectar la interfaz hielo/roca en la mayoría de los casos. El máximo espesor detectado se midió en el Glaciar Cortaderal con 261 m de profundidad (DGA, 2011b).

A principios del año 2012 se desarrolló en el CECs un radar de impulso de 20 MHz (ver Figura 3). La estructura de la antena y toda la electrónica del receptor fueron diseñadas y construidas en Valdivia, Chile, y están basados en la experiencia obtenida con el BGR-P30, descrito anteriormente.

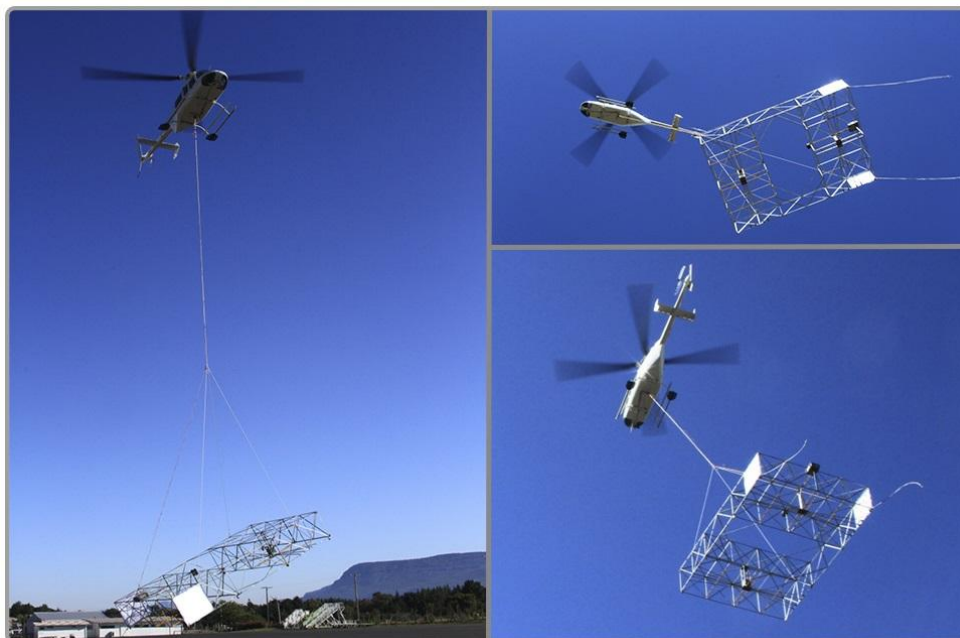


Figura 3. Radar de impulso de frecuencia central 20 MHz utilizada en mediciones durante el 2012.

Figure 3. 20-MHz impulse radar utilized during surveys in 2012.

Este sistema RES de 20 MHz aerotransportado fue probado en abril de 2012 en un levantamiento aéreo en los volcanes Villarrica y Sollipulli, donde se obtuvieron espesores de hielo que alcanzaron 190 y 500 m,

respectivamente. Más tarde, en abril y mayo del mismo año se realizaron mediciones con este radar en los glaciares Colonia, Nef y San Rafael (ver Tabla 2), del Campo de Hielo patagónico Norte (CHN), donde se logró penetrar un máximo de 842 m de hielo temperado en el glaciar San Rafael, 726 m en el glaciar Colonia y 620 m en el glaciar Nef (DGA, 2012a).

Posteriormente, en agosto de 2012 el CECs realizó mediciones en los glaciares Cipreses Norte y Universidad (Tabla 2), ubicados en la cuenca del Rapel utilizando el radar de 20 MHz (DGA, 2012b). Las mediciones realizadas fueron exitosas, registrando un máximo de 342 m en el glaciar Universidad. Estos glaciares son de carácter temperado, lo cual indica que el sistema de frecuencia central de 20 MHz es adecuado para este caso. A partir de las mediciones de espesor se realizó una interpolación de este parámetro. Luego, se estimó que el volumen equivalente de agua del glaciar Universidad fue de 1.67 km³ (DGA, 2012b).

El sistema RES más reciente utilizado por el CECs es un radar de frecuencia central 50 MHz con un ancho de banda de 50 MHz. Está formado por antenas del tipo bow-tie que miden aproximadamente 2 m de ancho por 3 m de largo y tiene una masa de 150 Kg. Durante el típico sondeo, la antena cuelga a unos 20 m por debajo del helicóptero. Una de las ventajas que tiene esta antena es el menor peso y espacio que ocupa, lo cual facilita su traslado y aumenta la eficiencia durante el vuelo del helicóptero.

En julio de 2012, se realizaron mediciones de espesor de hielo con el radar de 50 MHz en los glaciares Esmeralda, la Paloma, del Rincón, Cerro El Plomo, Yeso, Bello, Yeso 2, Echaurren, Mesón Alto y San Francisco (Tabla 2), ubicados en la cuenca del río Maipo. Los resultados obtenidos fueron satisfactorios, ya que a pesar del carácter temperado del hielo, se pudo detectar el espesor máximo y calcular volúmenes de hielo en la mayoría de los glaciares estudiados. Si bien la frecuencia central utilizada es superior a la de los radares ocupados anteriormente, el amplio ancho de banda de esta antena permitió capturar los retornos en las componentes de baja frecuencia de la señal. Este sistema de radar, al ser de frecuencia más alta, reduce las dimensiones y peso de la antena colgante, lo que le permite al helicóptero operar a mayor altura y con mayor control de vuelo sobre el glaciar. Sin embargo, en el glaciar Echaurren se dificultó la interpretación de la interfaz hielo/roca debido al excesivo *scattering* y atenuación que sufrió la señal por la presencia de abundante agua a nivel supra e intraglacial. El espesor máximo que se detectó fue de 151 m en el glaciar Esmeralda donde se logró estimar un volumen equivalente de agua de 0.218 km³ (DGA, 2012b).

ESTUDIO DE CASO: Mediciones recientes de RES en el Glaciar Olivares Alfa

En mayo de 2013 se realizó una medición de espesor de hielo en el Glaciar Olivares Alfa (Tabla 3) utilizando la antena de 50 MHz aerotransportada por helicóptero, la que fue descrita en la sección anterior.

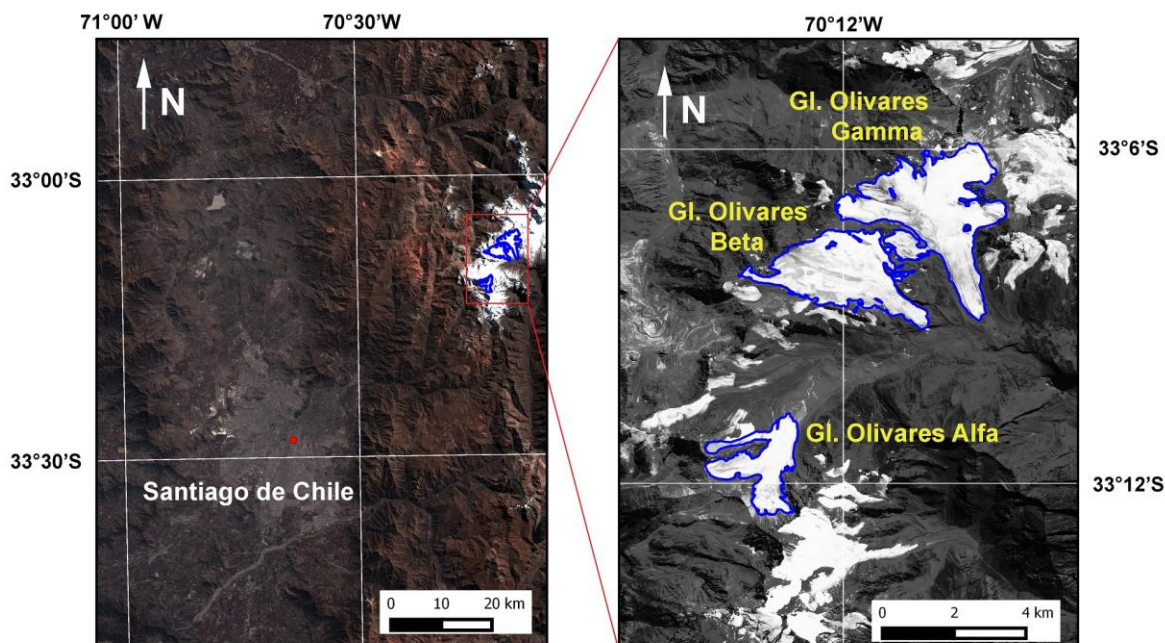


Figura 4. Ubicación de la zona de estudio. (izquierda) El Glaciar Olivares Alfa está ubicado 50 km al noreste de Santiago de Chile. Imagen de fondo: Landsat. (derecha) Glaciares Olivares Alfa, Beta y Gamma delimitados con color azul. Imagen de fondo: Rapid Eye, 25 de marzo de 2011.

Figure 4. Location of the area of interest. (left) Olivares Alfa Glacier is situated 50 km northeast of Santiago de Chile. Background image: Landsat. (right) Olivares Alfa, Beta and Gamma Glaciers bounded by a blue line. Background image: Rapid Eye, March 25th, 2011.

En la Figura 4 se observan imágenes satelitales del Glaciar Olivares Alfa, situado a 50 km al noreste de Santiago de Chile (Figura 4, izquierda). Al noreste de este glaciar se sitúan los glaciares Olivares Beta y Olivares Gamma (Figura 4, derecha). En el transcurso de este trabajo, se han realizado estudios glaciológicos en el Glaciar Olivares Alfa, los cuales se encuentran detallados en la Tabla 3.

En la Figura 5 se observan algunos resultados de la medición de espesor de hielo realizada en el glaciar Olivares Alfa con el sistema de 50 MHz. En la imagen superior se muestran las ubicaciones de dos perfiles con la profundidad medida en escala de colores para intervalos de aproximadamente 13 m cada uno, uno que recorre la rama sur y oeste del glaciar (AA'), de 2700 m de largo, y otro transversal al flujo del hielo (BB'), de 1000 m de largo de este a oeste. La profundidad máxima medida en estos perfiles fue de 126 m. El contorno de color azul representa el borde del glaciar. En la imagen inferior, se observan los radargramas migrados y corregidos por topografía de los perfiles AA' y BB', donde se ha delimitado la superficie (color azul), y la topografía subglacial (rojo). Ambos perfiles se cruzan en el punto C. En ambos radargramas (AA' y BB'), se puede apreciar de forma clara el retorno de la onda electromagnética proveniente de la interfaz hielo-roca.

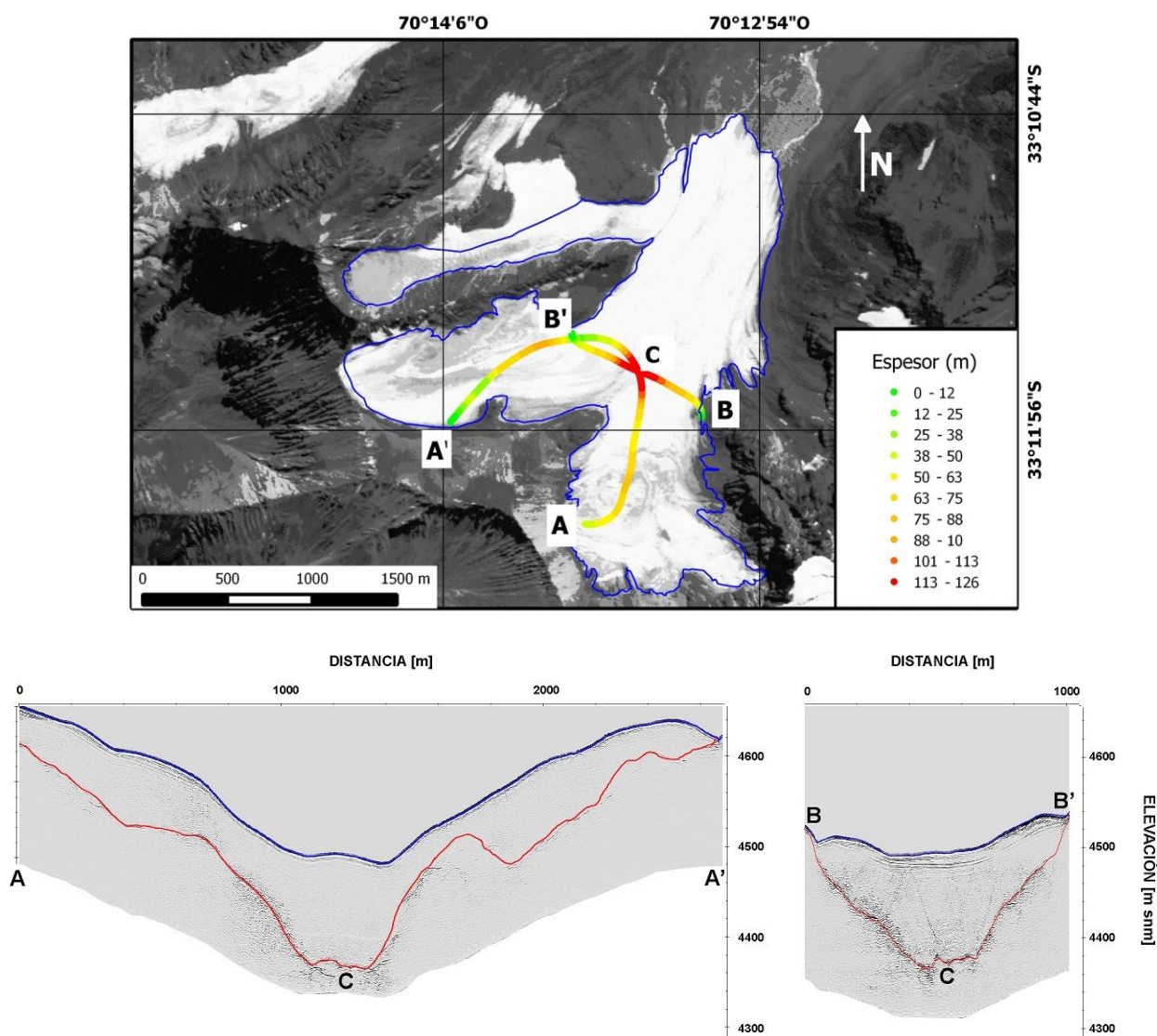


Figura 5. (superior) Ubicación de los perfiles AA' y BB' en el Glaciar Olivares Alfa, delimitado con línea color azul. Escala de profundidad va de 0 a 126 m en diez intervalos. (Inferior) Radargramas migrados con corrección topográfica. Se observa la topografía superficial y subglacial, y se ha delimitado con colores la superficie (azul), y la base rocosa (rojo). C es el punto de intersección entre AA' y BB'. Fuente imagen de fondo: Rapid Eye, 25 de marzo de 2011.

Figure 5. (top) Location of profiles AA' and BB' at Olivares Alfa Glacier, which is delimited by a blue line. The depth scale varies from 0 to 126 m divided by ten intervals. (bottom) Migrated and topographically corrected radargram. Here the surface and subglacial topography can be observed. The surface of the glacier and bedrock were colored blue and red, respectively. C is the intersection between AA' and BB'. Background image source: Rapid Eye, March 25th, 2011.

A partir de las mediciones de espesor de hielo realizadas en 2011 y 2013 en el Glaciar Olivares Alfa, se obtuvo una interpolación del espesor, para lo cual se probaron distintos métodos, seleccionándose finalmente el IDW (Inverse Distance Weighting), el que tenía un menor error asociado (Jackknifing). En la Figura 6 se muestra la grilla de interpolación de espesor de hielo, con una resolución (tamaño de píxel) de 20 m x 20 m, en la zona donde existen datos de espesor. El espesor de hielo se representa en una escala de colores, donde el mínimo está dado en color rojo (5 m) y el máximo en color verde (129 m). En tanto, el espesor medio obtenido de la interpolación es de 53 m. El volumen equivalente de agua se calculó de acuerdo a la ecuación (7).

$$V = d * \sum_{p=1}^n E_p * a \quad (7)$$

Donde: V : volumen eq. de agua. (km^3), d : densidad media empleada (%), p : es cada píxel con espesor, E : es el espesor (km) para cada píxel p , y a el área del píxel ($4 \times 10^{-04} \text{ km}^2$).

Considerando el área de interpolación (3.01 km^2) se obtiene un volumen de hielo en esa zona de 0.160 km^3 (zona coloreada de la Figura 6). Asumiendo una densidad promedio del hielo de 0.8 gr/cm^3 se puede estimar un volumen equivalente de agua de 0.128 km^3 . Asumiendo linealidad entre área y volumen, tenemos que para el área total (3.91 km^2), se obtiene un volumen de hielo y agua de 0.207 y 0.166 km^3 , respectivamente. La densidad utilizada de 0.8 gr/cm^3 , aproximadamente un 10% inferior a la teórica del hielo, se usó para incluir el efectos de la cobertura de nieve temporal, y neviza en profundidad, debido a que las mediciones se realizaron en el mes de mayo. Se estima que este volumen equivalente de agua tiene un error de aproximadamente un 10%, debido principalmente al error combinado del espesor medido, la densidad empleada, la resolución espacial del modelo interpolado y los errores de la interpolación entre los datos medidos. Por lo tanto, el volumen equivalente de agua total del glaciar, asumiendo linealidad entre área y volumen, es de $0.166 \pm 0.017 \text{ km}^3$.

Nombre	Olivares Alfa
Lat	33°11' S
Lon	70°14' W
Cuenca/subcuenca	Maipo/Olivares
Área en km^2 (año)	3.91 (2013)
Altura máxima (msnm)	5015
Altura mínima (msnm)	4238
Largo (km)	3.45
Exposición media	NE
Pendiente promedio (°)	13.5
Delta frontal (km) años 1967-2013	-1.8
Delta areal (km^2) años 1967-2013	-2.9
Velocidad media 2012-2013 (m/a)	2.75 (Azimut 33°)
Espesor máximo (m)	129
Espesor mínimo (m)	5
Espesor medio (m)	53
Volumen eq. de agua* (km^3)	0.128
Volumen eq. De agua total (km^3)	0.166

*: Volumen eq. de agua en el área donde se hizo la interpolación. Corresponde a una subestimación del volumen total.

Tabla 3. Características del Glaciar Olivares Alfa.
Table 3. Characteristics of Glaciar Olivares Alfa.

DISCUSIÓN

Con el fin de comparar el volumen equivalente de agua aquí determinado con modelos globales, se analizó el volumen del Glaciar Olivares Alfa con Grinsted (2013), quien propone tres funciones para glaciares cuyas áreas son inferiores a 25 km^2 de hielo, ecuaciones (8), (9) y (10), donde V : Volumen de equivalente de agua en km^3 ; A : área en km^2 ; R : rango de elevación en km y L : largo del glaciar en km.

$$V = 0.0385R^{-0.2}A^{1.29} \quad (8)$$

$$V = 0.0434A^{1.24}L^{-0.0042} \quad (9)$$

$$V = 0.0435A^{1.23} \quad (10)$$

Para efectos de comparación, se usará la densidad de hielo utilizada por Grinsted (2013) de 0.9 gr/cm^3 . Si consideramos el área donde hay datos de espesor en el Glaciar Olivares Alfa (3.01 km^2), ya se calculó un volumen de hielo de 0.160 km^3 , lo que genera un volumen equivalente de agua de 0.144 km^3 con densidad de 0.9 gr/cm^3 .

Aplicando las ecuaciones de Grinsted (2013) a los datos del párrafo anterior, se obtienen volúmenes de agua de 0.168 , 0.169 y 0.169 km^3 para las ecuaciones (8), (9) y (10), respectivamente. Estos valores son un 17-18% mayor al valor estimado anteriormente con nuestras mediciones (0.144 km^3). Las diferencias entre el modelo de Grinsted (2013) y los resultados medidos son esperables cuando se comparan datos puntuales con funciones estadísticas globales, y sirven para ilustrar la necesidad de más mediciones precisas para el ajuste de estos modelos, que al menos a nivel regional pueden ser mejorados, con el fin de determinar el volumen equivalente del nivel del mar acumulado en los glaciares, por ejemplo, de Los Andes.

Por otra parte, Huss y Farinotti (2012), plantearon un modelo regional para Los Andes, donde predicen el espesor medio de un glaciar, h , ecuación (11), a partir del área glaciar, A , en m^2 .

$$h = 0.310A^{0.327} \quad (11)$$

Utilizando el área de interpolación (3.01 km^2) se obtiene un espesor de hielo medio de 40.7 m , lo que equivale a un 23% menos que el espesor medio obtenido con nuestras mediciones interpoladas. Esta diferencia, al igual que las obtenidas con los modelos de Grinsted (2013), hace pensar en la necesidad de obtener más mediciones de espesor de hielo en Chile para la generación de modelos de escalamiento área volumen (u otro parámetro) más precisos que los actuales.

Con respecto a los distintos sistemas de radar utilizados en Chile en el último tiempo, sin duda el radar aerotransportado por helicóptero de impulso de banda ancha ha entregado buenos resultados en casi todos los glaciares de Chile central. Con una frecuencia central de 50 MHz se pudo identificar el fondo rocoso en la mayoría de los glaciares con altitud media superior a los 4000 m snm de la cuenca del Maipo. Para glaciares de menor altura (más agua de fusión), se recomienda usar antenas más grandes, es decir, de frecuencias menores, como la de 20 MHz . Para glaciares de la Patagonia (CHN y CHS) es indispensable el uso de radares de menor frecuencia (menores a 30 MHz) por las características temperadas del hielo allí existente. Aquí es donde comienzan las complicaciones logísticas, ya que frecuencias menores implican antenas de mayores dimensiones, haciendo más complejo el transporte y las operaciones asociadas.

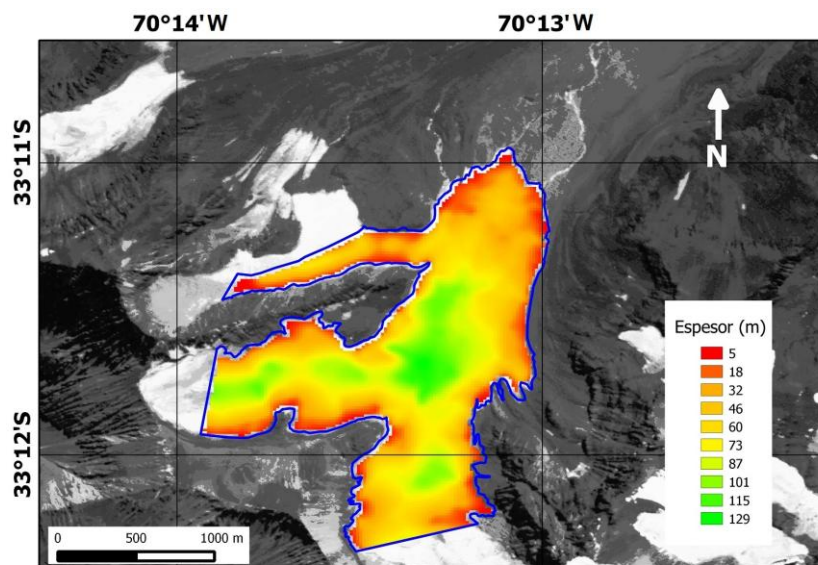


Figura 6. Interpolación IDW del espesor de hielo en el glaciar Olivares Alfa. Área interpolada (en colores): 3.01 km^2 , Volumen equivalente de agua medido: 0.128 km^3 . Fuente imagen de fondo: Rapid Eye, 25 de marzo de 2011.

Figure 6. IDW ice thickness interpolation of Olivares Alfa Glacier. Interpolated (colored) area: 3.01 km^2 , measured water equivalent volume: 0.128 km^3 . Background image source: Rapid Eye, March 25th, 2011.

CONCLUSIONES

En Chile se han realizado una gran cantidad de mediciones de espesor de hielo, especialmente en los glaciares de Chile Central y en los Campos de Hielo Patagónicos. Estas mediciones han permitido determinar las topografías subglaciales y los volúmenes equivalentes de agua almacenados en los glaciares, datos fundamentales para definir una línea base glaciológica, cambios recientes de glaciares y posibles tendencias a futuro en respuesta a cambios climáticos, en particular por la importancia del hielo para la escorrentía en Chile Centro-Sur, y al aumento eustático del nivel del mar, principalmente en Patagonia.

Las mediciones de radar comenzaron con sistemas análogos transportados a pie en la década de 1990, hasta llegar en la actualidad al método de radio eco sondaje aerotransportado. Se ha demostrado empíricamente que las antenas aerotransportadas con frecuencias centrales en el rango 20-50 MHz son una alternativa de baja incertidumbre (5% del espesor total) para medir hielo temperado. Este requerimiento no es necesario en hielo frío, ya que pueden utilizarse frecuencias más altas para conseguir los mismos resultados.

Las últimas mediciones de espesor de hielo en el Glaciar Olivares Alfa, realizadas con un sistema aerotransportado de 50 MHz resultó ser exitoso dado que se pudo identificar sin problemas la interfaz hielo-roca, lo cual permitió obtener el volumen equivalente de agua existente en el glaciar que totalizó $0.166 \pm 0.017 \text{ km}^3$. Este valor es muy inferior a estimaciones previas para este glaciar, las que tenían de altas incertidumbres por la falta de validación con datos de terreno.

Agradecimientos: Este trabajo ha contado con el apoyo y colaboración de numerosas instituciones y personas, en especial el Centro de Estudios Científicos (CECs), la Dirección General de Aguas, University of California, Irvine (UCI), Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR) y Unmanned. Especiales agradecimientos a Norbert Blindow, Gino Casassa, Sebastián Cisternas y David Ulloa. CECs es financiado por el programa de financiamiento basal de CONICYT. Esta investigación ha sido financiada en parte por las empresas Anglo American y Codelco Chile.

REFERENCIAS

- Annan, A., (1998). Ground penetrating radar workshop notes, sensors and software Inc. Mississauga, Ontario.
- Annan, A., (2009). Ground penetrating radar (GPR) principles. En: Harris Jol (editor), Ground penetrating radar: theory and applications: 3-40. Elsevier Science, Amsterdam.
- Berthling, I. y Melvold, K., (2008). Ground-penetrating radar. En: Applied Geophysics in Periglacial Environments. Hauck, C. y Kneisel, C. (eds). Cambridge University Press.
- Bogorodsky, V., Bentley, C., Gudmansen, P., (1985). Radioglaciología, Dordrecht, D. Reidel Publishing Co. 254 p.
- Bown, F., Rivera, A., Acuña, C., (2008). Recent glaciers variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, 48: 43-48.
- Carrasco, J., Casassa, G., Quintana, J., (2005). Changes of the 0° C isotherm and the equilibrium line in altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century. *Hydrological Sciences Journal -Journal Des Sciences Hydrologiques*, 50 (6): 933-948.
- Carrasco, J., Osorio, R., Casassa, G., (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54 (186): 538-550.
- Casassa, G., (1992). Radio-echo sounding of Tyndall Glacier, Southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 10: 69-74.
- Casassa, G. y Rivera, A. (1998). Digital Radio-Echo Sounding at Tyndall Glacier, Patagonia. *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 26: 129-135.
- Casassa, G., Damm, V., Eisenburger, D., Jenett, M., Cárdenas, C., Acuña, C., Rivera, A., Lange, H., (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.
- CECs, (2013). Línea de base glaciológica para glaciares de la cuenca alta del río Olivares y otras cuencas aledañas. Informe Final. Centro de Estudios Científicos. Valdivia. 370 p.
- Conway, H., Smith, B., Vaswani, P., Matsuoka, K., Rignot, E., Claus, P., (2009). A low-frequency ice-penetrating radar system adapted for use from an airplane: test results from Bering and Malaspina Glaciers, Alaska, USA. *Annals of Glaciology*, 51: 93-97.
- DGA, (2009). Radio eco-sondaje en la cuenca del Río Maipo y mediciones glaciológicas en el Glaciar Tyndall, Campo de Hielo Sur. Realizado por Universidad de Magallanes para DGA. S.I.T. 204, 95 p.
- DGA, (2010). Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte temporadas 1997-1998 a 2008-2009. Dirección General de Aguas, 32 p.
- DGA, (2011a). Variaciones recientes de glaciares de Chile, según principales zonas glaciológicas. Elaborado por CECs para DGA. Dirección General de Aguas, S.I.T. 261, 143 p.

- DGA, (2011b). Estimación de volúmenes de hielo en glaciares de Chile central. Elaborado por CECs para DGA. Dirección General de Aguas, S.I.T. 264. 155 p.
- DGA, (2012a). Variaciones recientes de glaciares en respuesta al cambio climático: características glaciológicas de los glaciares San Rafael, Nef y Colonia, Campo de Hielo Norte. Elaborado por CECs para DGA. Dirección General de Aguas, S.I.T. 302. 237 p.
- DGA, (2012b). Estimación de volúmenes de hielo mediante radio eco sondaje en Chile central. Elaborado por CECs para DGA. Dirección General de Aguas, S.I.T. 288. 173 pp.
- DGA, (2013). Inventario publico de glaciares. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, <http://www.dga.cl/productosyservicios/mapas/Paginas/default.aspx> (consultado el 23 de mayo de 2014).
- Falvey, M. y Garreaud, R., (2009). Regional cooling in a warming world: recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *Journal of Geophysical Research*, 114, D04102, doi:10.1029/2008JD010519.
- Grinsted, A., (2013). An estimate of global glacier volume. *The Cryosphere*, 7: 141-151.
- Gilbert, J., Stasiuk, M., Lane, S., Adam, C., Murphy, M., Sparks, S., Naranjo, J., (1996). Non-explosive, Construccional Evolution of the Ice-filled Caldera at Volcán Sollipulli, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 58: 67-83.
- Glen, J. y Paren, J., (1975). The electrical properties of snow and ice. *Journal of Glaciology*, 15 (73):15-38.
- Huss, M., y Farinotti, D., (2012). Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of Geophysical Research*, 117; F04010, doi:10.1029/2012JF002523.
- Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W., Swenson, S., (2012). Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. *Nature* 582: 514-518.
- Kennet, M., Laumann, T., Lund, C., (1993). Helicopter-borne radio-echo sounding of Svaritsen, Norway. *Annals of Glaciology*, 17: 23-26.
- Macharet, Y., Moskalovsky, M., Vasilenko, E., (1993). Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime. *Journal of Glaciology*, 29 (132): 373-384.
- Masiokas, M., Rivera, A., Espizúa, L., Villalba, R., Delgado S., Aravena, J., (2009). Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281: 242-268.
- Meza, F., Wilks, D., Gurovich, L., Bambach, N., (2012). Impacts of climate change on irrigated agriculture in the Maipo Basin, Chile: reliability of water rights and changes in the demand for irrigation. *Journal of water resources planning and management*, DOI: 10.1061/(ASCE)WR.1943-5452.0000216:421-430.
- Pellicciotti, F., Burlando, P., van Vliet, K., (2007). Recent trends in precipitation and streamflow in the Aconcagua river basin, central Chile. *International Association of Hydrological Sciences*, 318: 17-38.
- Peña, H. y Nazarala, N., (1987). Snowmelt-runoff Simulation Model of a Central Chile Andean Basin with Relevant Orographic Effects. En: *Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover (Proceedings of the Vancouver Symposium)* IAHS Publ. 166: 161-172.
- Plewes, A. y Hubbard, B., (2001). A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. *Progress in Physical Geography*, 25 (2): 203-236.
- Reynolds, J., (1997). *An introduction to applied and environmental geophysics*. Chichester: Wiley.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., Lange, H., (2000a). Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Invest. Geogr. Chile*, 34: 29-60.
- Rivera, A., Giannini, A., Quinteros, J., Schwikowski, M., (2000b). Ice thickness measurements on the glacier of Cerro Tapado, Norte Chico, Chile. En: *Annual Report 1999, Labor für Radio- Und Umweltchemie der Universität Bern and des Paul Scherrer Instituts, Switzerland*, Villigen: 38.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., (2001). Mediciones de espesor en glaciares de Chile centro-sur. *Invest. Geogr. Chile*, 35: 67-100.
- Rivera, A. y Casassa, G., (2002). Detection of Ice Thickness using radio echo sounding on the Southern Patagonia Icefield. En: G. Casassa, F. Sepúlveda, Sinclair, R. (eds) *The Patagonian Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, 101-115.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., Bown, F., (2002). Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise. *Annals of Glaciology*, 34: 29-60.
- Rivera, A., Acuña, C., Casassa, G., (2006a). Glacier variations in central Chile (32°S-41°S). En: Knight, P.G. (Ed). *Glacier Science and Environmental Change*, Blackwell, Oxford, UK, 246-247.
- Rivera, A., Bown, F., Mella, R., Wendt, J., Casassa, G., Acuña, C., Rignot, E., Clavero, J., Brock, B., (2006b). Ice volumetric changes on active volcanoes in southern Chile. *Annals of Glaciology*, 43: 111-122.
- Rivera, A., Bown, F., Carrión, D., Zenteno, P., (2012). Glacier responses to recent volcanic activity in Southern Chile. *Environmental Research Letters*, 7, doi:10.1088/1748-9326/7/014036.
- Rivera, A. y Bown, F., (2013). Recent glacier variations on active ice capped volcanoes in the Southern Volcanic Zone (37°-46°S), Chilean Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 345-356.
- Sheriff, R. y Geldart, L., (1995). *Exploration seismology*. Cambridge. Cambridge University Press.
- Slater, L. y Comas, X., (2009). The contribution of ground penetrating radar to water resource research. En: *Ground penetrating radar theory and applications*: 203-246, Elsevier.

- Steinhage, D., Nixdorf, U., Meyer, U., Miller, H., (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.
- Topp, G., Davis, J., Annan, A., (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16 (3): 574-582.
- Zamora, R., Ulloa, D., García, G., Mella, R., Uribe, J., Wendt, J., Rivera, A., Gacitúa, G., Casassa, G., (2009). Airborne radar sounder for temperate ice: initial results from Patagonia. *Journal of Glaciology*, 55 (191): 507-512.

Recibido: 2-7-2013
Aceptado: 3-1-2014