

**Prospección sísmica en el Glaciar Johnsons,
Isla Livingston (Antártida).
(campañas antárticas 1996-1997 y 1997-1998)**

**Seismic prospection on Johnsons Glacier , Livingston Island (Antarctica).
(antarctic field surveys 1996-1997 and 1997-1998)**

B. BENJUMEA⁽¹⁾ , T. TEIXIDÓ⁽²⁾, L. XIMENIS⁽³⁾ y G. FURDADA⁽³⁾

(1) Instituto Andaluz de Geofísica. Campus Universitario de la Cartuja s/n, Universidad de Granada. 18071 Granada.

(2) Institut Cartogràfic de Catalunya. Parc de Montjuïc s/n, 08038 Barcelona.

(3) Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, 080028 Barcelona.

RESUMEN

Durante las campañas antárticas de 1996-97 y 1997-98, se realizaron en el glaciar Johnsons (Isla Livingston, Antártida) cinco perfiles sísmicos de refracción (con un total de 2.685 m longitud) y dos perfiles de reflexión (2.980 m longitud) con el objetivo de obtener información sobre el grosor del hielo y la topografía del basamento. En cuanto a la sísmica de refracción, se presenta como un método eficaz para la obtención del espesor y de la velocidad del hielo, mientras que se propone la sísmica de reflexión como la técnica más adecuada para obtener información sobre la morfología de la cubeta glacial y el contacto hielo-roca. Los resultados aportados por los anteriores métodos se han completado con un análisis minucioso de los datos de campo (estudio del frente de ondas) obteniéndose la localización de sectores con fracturas (grietas) y pudiéndose distinguir áreas de distintas características glaciológicas (zonas de acumulación y ablación). Este conocimiento de la estructura interna del glaciar mediante prospección sísmica junto con otros datos glaciológicos permitirá modelizar la dinámica del flujo del glaciar Johnsons.

Palabras clave: Sísmica de refracción. Sísmica de reflexión. Punto reflejo común (CDP). Sección sísmica.

ABSTRACT

During two Antarctic summers (1996-97 and 1997-98), five seismic refraction (2.685 m long) and two reflection profiles (2.980 m long) were acquired on Johnsons Glacier (Livingston Island, Antarctica) in order to obtain information about the structure of the ice, characteristics of the ice-rock contact and the basement topography. Seismic refraction is an efficient method for calculating ice thickness and seismic waves velocity; whereas the seismic reflection is recommended because it leads us to a clear seismic image of bedrock

topography and ice-bed contact. This study was completed using a raw data analysis (wavefront) which detected ice crevasses and delineated sectors with different glacier structures (accumulation and ablation zones). The information obtained from seismic data about the internal structure of the glacier constrains the glacial dynamics of Johnsons Glacier.

Key words: Seismic refraction. Seismic reflection. Common Mid Point (CDP). Seismic section.

EXTENDED ABSTRACT

Geologic and glacial setting

Johnsons Glacier is located in the south of Livingston Island, Antarctica (Fig. 1), at 62° 40' S, 60° 30' W. The basement consists of sandstones (Johnsons Bay side, WNW) and contact metamorphic rocks (Smellie et al., 1995). Moraines are found on the glacier's sides, and can also be expected in the ice-rock contact. Johnsons Glacier is mainly the product of the confluence of two glacial flow lines: the Dorotea and Johnsons lines (Fig. 1c). Due to these two convergent flows, the ice is folded and highly fractured in a direction perpendicular to the flows (Calvet and Santanach, 1992). Johnsons Glacier is a temperate glacier characterized by a complex material consisting of ice, water, air, salts and carbon dioxide (Paterson, 1984). Both flows show two distinct zones: the accumulation zone, characterised by the presence of snow, firn and ice, and the ablation zone, where there is only ice covered by the seasonal layer of snow (Fig. 2).

Data acquisition

Single vertical 40 Hz geophone stations were deployed and a 48-channel digital Seismograph (BISON 4098) was used to record seismic data. The acquisition parameters are shown in Table 1. The shot positions for the seismic refraction lines were: two shots with an offset of 50 m on both sides of the line, two at each end and the fifth one placed in the middle. Reflection profiles acquisition was carried out with only 24 channels due to logistics. The shot interval was of 10 m. The shots were located in front of the seismic line with a nearest offset of 30 m. Two different seismic sources were used for data acquisition SISSY (Seismic Impulse Source System) during the first field season and low energy explosives during the second one.

Data analysis

The shot gathers present a strong variability along the reflection and refraction lines. Nevertheless, the signal displays similar patterns in all the shot gathers. These main events are summarised below:

The critically refracted waves (b in Fig. 3) from the ice top show apparent velocities of approximately 3.000 to 3.800 m/s. In some shot gathers, these signals show a reverberation character (c in Fig. 3) which is likely due to the velocity gradient in the snow layer (Crary, 1963).

The surface waves (d in Fig. 3) show different seismic signatures depending on the glacier area where they were acquired. In the ablation zone, a surface wavetrain with an apparent velocity of about 1.800 m/s is found (Fig. 4), whereas the surface waves generated in the accumulation zone show different travel velocities ranging from 1.100 m/s to 1.800 m/s (Fig. 4). The backscattered energy from surface waves generated in ice crevasses (vertical discontinuities) causes variations in the lateral continuity of events (Fig. 3e). Wavefield effects were used to identify the surface location of these vertical fractures.

Between the first arrivals and the surface waves, two relatively high amplitude hyperbolic events were observed (g in Fig. 3 and Fig. 5). The limited depth of the shots indicates that the second hyperbolic event is not a ghost of the first one. For example, for a shot depth of 2 m and snow layer velocity of 1500 m/s, a delay of 2,6 ms (which is smaller than the difference in travel time for both events which is about 10 ms) is obtained. This double event could also be caused by a double-bubble source wavelet, but this is ruled out by autocorrelation (Fig. 6) which shows the single source wavelet character. Thus, these two events are likely to be due to the interference of reflections from an ice-bed interface.

Data processing

Due to the energy source limitations, ice-basement refractor detection was impossible in the refraction lines and we employed a direct method (finite differences, Kelly et al., 1976) for obtaining synthetic seismograms and compared them with a real wave field.

The reflection seismic data processing is summarised in Figure 7. The main objective was to eliminate high amplitude surface waves, which interfere with the reflection (Fig. 8).

Results and discussions

The results of all refraction profiles (Fig. 9) can be described as a first superficial layer (2.000 m/s) corresponding to compacted snow (accumulation zones). The second layer is characterized by a wide velocity range (3.000-3.700 m/s), in accordance with the areas where the ice presents different physical properties. The interpretation of the third refractor (3.600-4.000 m/s) is not clear, it could be associated with strongly compact ice or with the basement materials. We interpret the last refractor (3.900-5.000 m/s) as the ice-basement contact.

The seismic reflection section for profile L3 (Fig. 10) features a double event reflection where the first peak is lower than the second one, showing higher acoustic impedance contrast between bed interface-rock and ice-bed interface. Smith (1997) shows how this material can be interpreted as logde till, characterized by a porosity higher than 0,3 and with a velocity in a range 1.800-2.200 m/s. Considering the 1/8 criterion for a thin layer (Widess, 1973), the thickness of this layer can be estimated in 3-4 and 1,5-2 m for a predominant frequency of 140 Hz. Figure 10 shows the zones characterized by differences in the surface wave character and the sectors of crevasses.

In the seismic section of line L4 (Fig. 11) some sectors cannot be observed with a clear basement reflection. This suggests heterogeneities at the base of the ice.

Conclusions

The raw seismic data study provides a very useful information about the glacier structure. Surface waves analysis allows to distinguish accumulation and ablation zones.

The direct refraction method has been a good solution for obtaining ice layer properties.

The seismic reflection sections show two prominent events of the ice-rock interface. These reflectors may be interpreted as reflections from the top and the base of the sediment and morain layer between glacial ice and basement.

Geophysical information obtained from this study provides a geometrical key and structural knowledge which, in addition to glaciological field observations, constrains the models of ice movement of Johnsons Glacier.

INTRODUCCION

El objetivo fundamental de la prospección sísmica que se presenta ha sido la obtención de información sobre la profundidad y la topografía del basamento del glaciar Johnsons, en la isla Livingston (Antártida) en vistas a una

posterior modelización de la dinámica del flujo de dicho glaciar. No obstante, a parte de la descripción metodológica y de los resultados obtenidos, también se incluyen otras características glaciológicas de las zonas investigadas que han sido deducidas a partir de un estudio más detallado del campo de ondas sísmico.

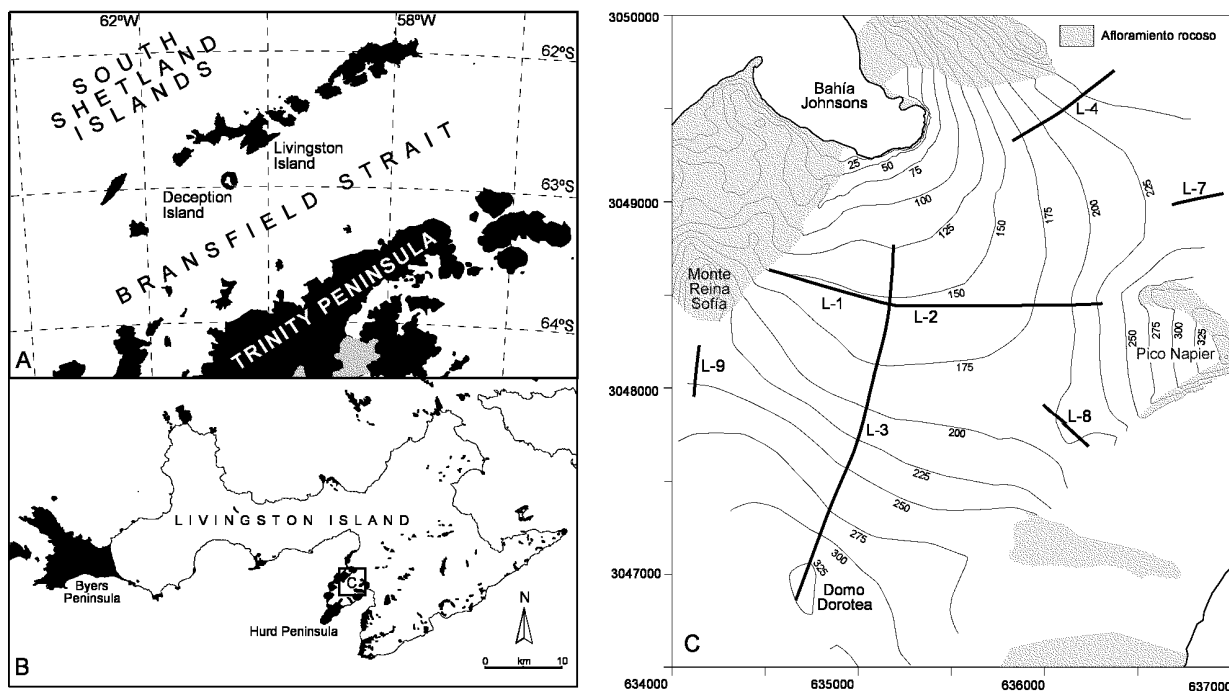


Figura 1: a) Localización de la Isla Livingston (Shetland del sur, Antártida) y b) mapa del Glaciar Johnsons mostrando la localización de la sísmica de reflexión (L2, L3 y L4) y perfiles de refracción (L1, L7, L8, L9).

Figure 1: a) Location of Livingston Island (South Shetland, Antarctica) and b) map of Johnsons Glacier showing the location of seismic reflection (L2, L3 and L4) and refraction profiles (L1, L7, L8, L9).

La adquisición de datos se realizó en dos campañas consecutivas coincidiendo con los veranos antárticos de 1996-97 y 1997-98. La primera fase consistió principalmente en una toma de contacto con el medio para valorar el dispositivo experimental. Se efectuaron dos perfiles: uno de refracción y un segundo de reflexión, coincidiendo con un sector central del primero. En la campaña 97-98, se adquirieron datos sísmicos de reflexión a lo largo de dos líneas siguiendo la dirección de los flujos principales de hielo. También se realizaron cuatro perfiles de refracción en los límites del glaciar con el propósito de delimitar las condiciones de frontera de la zona de estudio y completar, de esta manera, la fase final de trabajo de campo.

CONTEXTO GEOLOGICO Y GLACIOLOGICO

El glaciar Johnsons se extiende en un área de 5 km² en el sur de la isla Livingston (Shetland del Sur) formando parte del casquete templado de la Península Hurd. La isla Livingston está situada a 62° 40'S, 60° 30'W presentando una forma irregular con una extensión máxima de 70 km

de longitud (Fig. 1). La información geológica disponible indica que el zócalo del glaciar debe estar formado por materiales de metamorfismo de contacto pertenecientes a la formación turbidítica Miers Bluff (Hobbs, 1968), constituidos por areniscas hacia el extremo de Johnsons Dock (WNW) y por pizarras en el extremo del Pico Naiper (ESE). Estos materiales están dispuestos en capas que buzcan 30-45° hacia el WNW (Muñoz et al., 1992). Una característica importante a tener en cuenta es la existencia de morrenas presentes en las zonas laterales pero que pueden esperarse en cualquier punto del glaciar, debido al efecto erosivo y de arrastre del mismo.

Los diferentes flujos de hielo que forman el glaciar Johnsons confluyen en un frente de 50 m de altura sobre el nivel del mar que se extiende 500 m a lo largo de la costa (Calvet y Santanach, 1992). Los dos principales son el flujo de Dorotea y flujo de Johnsons (Fig. 1c). El primero se desplaza siguiendo la dirección norte con una longitud total de 2.150 m y una pendiente media de 6°. Por su parte, el flujo Johnsons presenta un buzamiento de aproximadamente 10° con un recorrido de 980 m hacia el SW (Ximenis et al., este volumen). Debido a la convergencia

de ambos, el hielo se encuentra muy deformado y fracturado en la zona de confluencia y el régimen del movimiento provoca un gran número de grietas dispuestas perpendiculares a la dirección de éstos. Más adelante se comentará como este estado de fracturación tiene una gran influencia en la morfología de las ondas sísmicas.

El glaciar Johnsons presenta dos zonas bien diferenciadas al final de la estación estival. Un sector en donde el hielo aflora debido a que cada año la pérdida de masa de nieve excede a la acumulación (zona de ablación) y otro (zona de acumulación) en donde el hielo queda cubierto por la capa de nieve invernal. La transición de esta nieve a hielo glaciar se realiza a través de materia de mayor densidad que la nieve, denominada *firm*, consecuencia de la presión ejercida por las sucesivas capas que año tras año van depositándose. La línea que separa ambas zonas se conoce como la línea de equilibrio. A partir de las catas realizadas en el glaciar Johnsons se ha encontrado para la nieve un rango de densidades de 400 a 500 kg/m³, mientras que para la capa de *firm*, éstas se situarían entre los 600 y 700 kg/m³. Dado que este glaciar es templado, la densidad del hielo no debe superar los 800 kg/m³, menor que la presentada en glaciares secos antárticos (Pater-son, 1994).

Al ser el glaciar Johnsons un glaciar antártico templado su temperatura interior es de 0°C, lo que determina la existencia de un importante flujo de agua desde la superficie hacia el contacto con el basamento. La entrada de agua al sistema glaciar se realiza a través de las grietas y túneles verticales debido a que la impermeabilidad del hielo aumenta con la profundidad (Fountain y Walder, 1998). El paso desde la superficie a estos conductos se efectúa de forma directa en la zona de ablación una vez producida la fusión de la nieve, mientras que en la zona de acumulación este paso se realiza de una forma gradual al actuar el *firm* como almacén de agua durante el periodo estival. En los glaciares templados es común la formación de una capa saturada de agua en la base de *firm* cuya presencia se ve favorecida por la impermeabilidad del hielo (Fig. 2). La profundidad de esta capa está influenciada por la cantidad de agua de entrada, las características del *firm* y la distancia entre grietas.

Una vez en el cuerpo glaciar, el agua fluye por los diferentes conductos hacia el lecho, en donde se encuentran cavidades (*gaps* en el contacto entre el hielo y el basamento), canales de circulación y una capa permeable de sedimentos. Más adelante se discutirá como esta particularidad de los glaciares templados va a determinar el carácter de la señal reflejada en la transición hielo-zócalo.

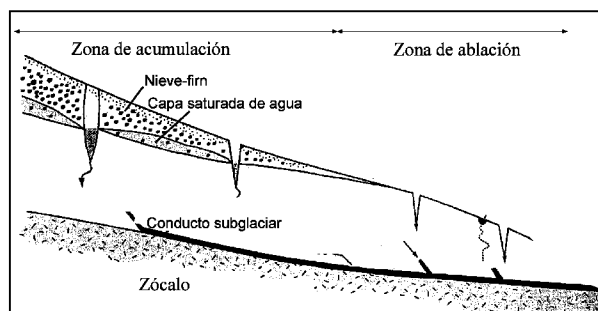


Figura 2: Corte longitudinal de un glaciar templado (Fountain y Walder, 1998).

Figure 2: Longitudinal section of the temperate glacier (Fountain and Walder, 1998).

ADQUISICION DE DATOS

Localización de los perf iles

Durante la campaña 96-97 se realizó la adquisición de datos de refracción a lo largo de la línea L1 (Fig.1c). La elección del método de refracción vino condicionada por la mayor operatividad y rápida adquisición de estos datos obteniéndose así información de un trayecto de mayor longitud. Este perfil se sitúa transversalmente al flujo Dorotea, entre el refugio de montaña Juan Carlos I y el pico Napier, con una extensión total de 1.500 m. Dicha línea quedó dividida en 6 sectores de 235 m cada uno. Como test de validación del método de reflexión, se realizó una segunda línea (L2) de 235 m de longitud (Fig. 1c), coincidiendo con un tramo de la línea L1 que abarca del punto medio del sector S3 al punto medio del sector S4.

En la campaña 97-98 se emplazaron los perfiles sísmicos de reflexión a lo largo de dos líneas siguiendo la dirección de los flujos principales de hielo, con el fin de permitir la conjunción entre la información sísmica de reflexión y la información glaciológica de superficie disponible para estos dos flujos. Así el perfil L3 (Fig. 1c) se encuentra localizado siguiendo el flujo Dorotea con una longitud de 2.085 m mientras que el objetivo del perfil L4 (860 m) se sitúa sobre la línea del flujo Johnsons (Fig. 1c). En esta misma campaña se realizaron una serie de perfiles de refracción (L7, L8, L9) con la finalidad de obtener las profundidades de las zonas limítrofes del glaciar. El perfil de refracción L6 se llevó a cabo como extensión del perfil L1 para completar la información del corte transversal a la dirección de desplazamiento del hielo entre el refugio de montaña y el Pico Napier (Fig. 1c).

Campaña 1996-97	Campaña 1997-98
Espaciado entre geófonos: 5m	Espaciado entre geófonos: 5 m
Longitud del registro: 200 ms	Longitud de registro: 600 ms
Intervalo de muestreo: 0,1 ms	Intervalo de muestreo: 0,1 ms
Filtros analógicos Butterworth: 8-4.000 Hz	Filtros analógicos Butterworth: 8-4.000 Hz
48 canales/registro	24 canales/registro (reflexión)
	48 canales/registro (refracción)

Tabla 1: Parámetros de adquisición utilizados durante las campañas 96-97 y 97-98

Table 1: Acquisition parameters during the field works 96-97 and 97-98

Instrumentación utilizada

Para la adquisición de los datos sísmicos se dispuso de un sismógrafo de 48 canales (BISON 9048), dos líneas de cable sísmico de 120 m de longitud con 24 tomas espaciadas a intervalos de 5 m (Mark Products, Inc.) y geófonos verticales de 40 Hz de frecuencia natural (Mark Products, Inc.). Durante la primera campaña se empleó, como fuente sísmica, el rifle de calibre 12" Sissy (*Seismic Impulse Source System*). A la vista de los resultados obtenidos y considerando los problemas técnicos que presentó, en la segunda campaña se optó por emplear otra fuente que presentara una mayor rapidez y facilidad de utilización. Con tal finalidad se diseñó un tipo especial de carga explosiva en donde la perclorita es el componente básico.

Como material de soporte más significativo se destaca la importancia del uso de una estación total para la determinación precisa de la posición de las líneas sísmicas sobre el terreno, dado el aspecto cambiante del relieve (fusión y acumulación de nieve) y las pocas marcas de referencia cartográfica del glaciar.

Dispositivo experimental

El dispositivo experimental empleado en los sectores del perfil de refracción L1 consistió en dos puntos de tiros situados a 30 m de ambos extremos de cada sector, un punto de tiro en el primer y último geófono y un tiro central. En la segunda campaña, la distancia de los tiros lejanos se aumentó a 50 m en las líneas de refracción, por disponer de una fuente de mayor energía. Para los datos de

reflexión se utilizó una línea de 24 canales con una geometría de tiro en cabeza. El avance de disparo se estableció en 10 m mientras que la distancia del punto de tiro al primer geófono (*offset* más cercano) fue de 30 m. La línea sísmica se empleó de forma similar al tradicional *streamer* de sísmica marina y para evitar tensiones, el cable sísmico se fijó a una cuerda de escalada estática de manera que fuese ésta quien realizase los esfuerzos de arrastre de la línea sobre la nieve. En la tabla 1 se presentan los parámetros más relevantes de la adquisición de datos.

DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS: CARACTERÍSTICAS Y RELACIÓN CON EL MEDIO DE ESTUDIO

Previamente a la aplicación de los métodos de refracción y reflexión sísmica, se ha procedido a realizar un análisis de los datos adquiridos. Aunque la morfología de cada registro sísmico es consecuencia de las características del sector del glaciar que se está estudiando, estado de fracturación del hielo, estructura de la capa nívea, etc, ha sido posible identificar una serie de eventos comunes presentes en la mayoría de los registros obtenidos:

Ondas directas

En los tiros con *offset* cero se han registrado las llegadas de las ondas que viajan por la capa más superficial (a en la Fig. 3). Para ellas se observan velocidades desde 1.500 a 2.800 m/s, en donde las más bajas corresponderían a capa de nieve del año mientras que las altas supondrían zonas de rehielo y *firm*.

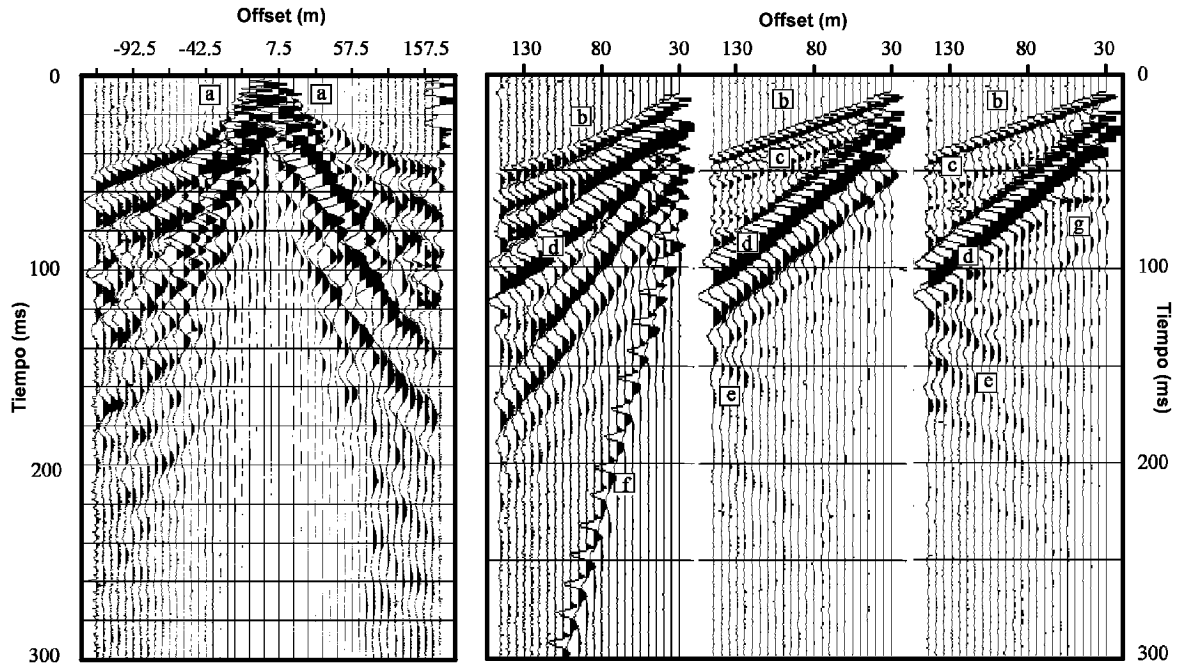


Figura 3: Ejemplos de datos de campo, a) onda directa, b) refractada crítica, c) reverberaciones de b) debidas al gradiente de velocidad sísmica en la capa más superficial, d) ondas superficiales, e) energía reflejada lateralmente de las ondas superficiales, f) onda aérea y g) ondas reflejadas en el basamento.

Figure 3: Examples of field data, a) direct wave, b) critical refracted, c) reverberations due to seismic velocity gradient of the shallowest layer, d) superficial waves, e) lateral reflection of the energy of superficial waves, f) aerial wave and g) reflection proceeding from basement.

Ondas r efractadas críticas

Las primeras llegadas correspondientes a la refracción crítica en la parte superior del hielo muestran velocidades aparentes de aproximadamente 3.000 m/s. Por otro lado, las refractadas críticas que regresan a la superficie a distancias *offsets* mayores presentan velocidades aparentes, entre 3.500 y 3.800 m/s (b en la Fig. 3). En muchos de los registros es posible comprobar que estas llegadas presentan un carácter reverberativo (c en la Fig. 3). Una explicación a este fenómeno se encuentra en la generación de ondas refractadas en hielo y reflejadas en la discontinuidad aire nieve, que viajan con la misma velocidad que las primeras refractadas críticas pero cuya llegada es posterior debido a su mayor recorrido (Crary, 1963).

Ondas superficiales

Los datos sísmicos adquiridos en el glaciar Johnsons se caracterizan por ondas superficiales (δ en la Fig. 3)

de gran amplitud que muestran *aliasing* espacial, observándose dos grupos de registros: los correspondientes a la zona de acumulación (Fig. 4a), caracterizados por dos trenes de onda de velocidades de 1.100 m/s y 1.800 m/s, y los correspondientes a la zona de ablación, con un solo evento de velocidad aproximada entorno 1.800 m/s (Fig. 4b). Desde el punto de vista del contenido frecuencial, el tren de ondas con menor velocidad de propagación es el que presenta frecuencias menores (inferior a 50 Hz). Esto indica que la capa de nieve-*firn* es un medio más atenuativo que el hielo debido a su poca compactación y a la presencia de burbujas de aire. En cambio, las ondas superficiales registradas en la zona de ablación muestran gran energía en una banda de frecuencias que se extiende hasta los 90 Hz. Su análisis ha permitido también realizar una estimación del espesor de la capa más superficial así como dar una aproximación de la velocidad de la onda S del hielo. Tomando un rango de frecuencias entre 30-50 Hz y una velocidad de propagación de 1.100 m/s se puede establecer un espesor mínimo para la capa superficial (criterio de $\lambda/4$) de 6 m, que permitiría la propagación por ella de un tren de

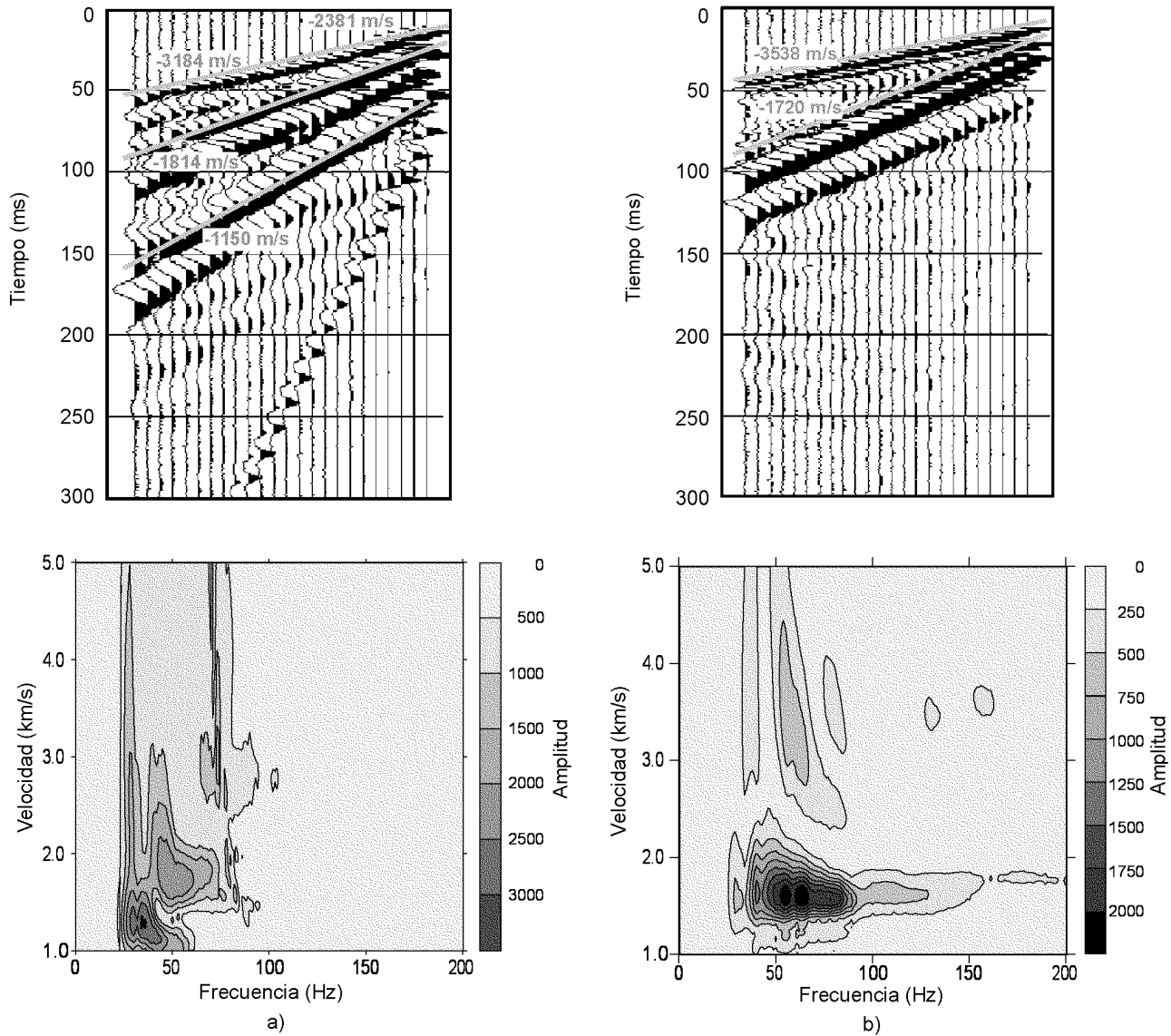


Figura 4: Registros y análisis frecuencia-velocidad en zona de acumulación a) y en zona de ablación b). La distancia entre trazas es 5 m.
 Figure 4: Registers and analysis of frequency-velocity in accumulation zone a) and in ablation zone b). The distance between traces is 5 m.

ondas con las características descritas. Por otra parte, teniendo en cuenta que la velocidad de viaje de las ondas superficiales es aproximadamente el 92 % de la velocidad de propagación de las ondas de cizalla para ese medio, se puede estimar la velocidad de ondas S en aproximadamente 1.850-1.950 m/s, considerando como referencia el tren de ondas Rayleigh que viaja principalmente por hielo. Estos valores se corresponden con los obtenidos en otros medios glaciares (Lozej et al., 1995; Nolan y Echelmeyer, 1999).

Ondas r eflejadas later almente

Una de las particularidades de algunos registros es la presencia de energía correspondiente a las ondas superficiales que se han reflejado en las grietas (e en la Fig. 3). Estas grietas, entendidas como discontinuidades verticales en el hielo, producen también cambios de fase y de continuidad en las primeras llegadas. Durante el trabajo de campo se llevó a cabo una anotación de la posición de las grietas visibles para su posterior contraste con los da-

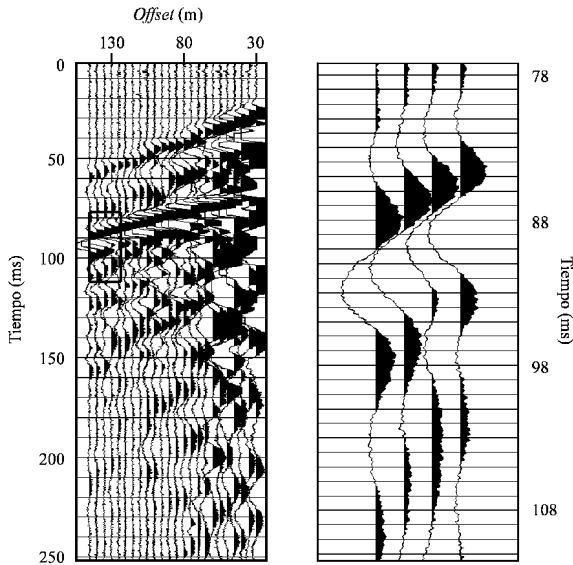


Figura 5: Registro (línea L3) mostrando las dos reflexiones (izquierda) y un detalle de dichos eventos (derecha).

Figure 5: Shot gather (line L3) showing the two reflection events (left) and detail of these events (right).

tos sísmicos adquiridos. Así, existen zonas de grietas inferidas mediante reflexiones de ondas superficiales que no fueron observadas desde la superficie. Sin embargo, en otras zonas las grietas observadas durante la adquisición no produjeron una respuesta sísmica apreciable. Este hecho debe atribuirse al rango de frecuencias de las ondas superficiales (30-90 Hz) ya que considerando una velocidad de propagación de estas ondas por el hielo de 1.800 m/s y aplicando el criterio de $\lambda/4$, la dimensión mínima de detección sería aproximadamente de 5 m.

Onda aérea

La poca profundidad de los tiros y el aire frío y seco favorece la adquisición de la onda aérea en algunos registros que puede llegar a ser de gran amplitud (f en la Fig. 3). Dada su baja velocidad de propagación, este evento presenta *aliasing* espacial. El análisis espectral de la ventana temporal en la que se encuentra la onda aérea ha determinado una frecuencia máxima de 140 Hz.

Ondas reflejadas

En algunos de los registros de campo se ha podido apreciar sin filtrado previo la llegada de las ondas refle-

jadas en la parte inferior del hielo (g en la Fig. 3). Este evento se presenta como doble reflexión en la ventana temporal comprendida entre las primeras llegadas y las ondas superficiales (Fig. 5). A priori, la presencia de estos dos eventos pueden responder a interpretaciones distintas: Por un lado que el segundo evento se deba a una onda múltiple generada por reflexión en el contacto nieve-aire (*ghost*); pero dada la superficialidad de los tiros puede descartarse esta posibilidad. Tomando una profundidad máxima de 2 m y considerando para la nieve una velocidad de ondas P de 1.500 m/s, la diferencia entre la reflejada primera y el *ghost* sería como máximo de 2,6 ms, con lo que no se podría apreciar los dos eventos separados en el tiempo dadas las frecuencias que presentan (entre 100-200 Hz). Otra explicación sería que se tratase de un doble pulso inicial en la fuente que produciría este carácter en el pulso reflejado. Eligiendo un registro y realizando su autocorrelación (Fig. 6) no se observa ninguna ondulación (*wavelet*) del tipo *double-bubble* (*wavelet* con dos picos positivos) en la ventana de tiempo considerada. Por todo ello, se concluye que el doble carácter de la reflexión no es consecuencia de la signature de la fuente sísmica utilizada (Yilmaz, 1988). Ante lo expuesto y teniendo en cuenta la estructura de glaciar templado, la doble reflexión hallada para el contacto hielo-roca sugiere la presencia de una capa de transición

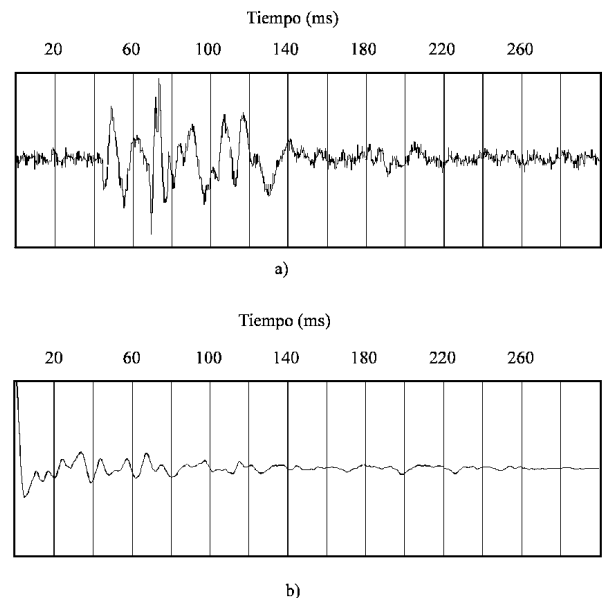


Figura 6: Autocorrelación de una traza sísmica correspondiente al registro de la figura 5.

Figure 6: Autocorrelation of one seismic trace corresponding to the figure 5 shot gather.

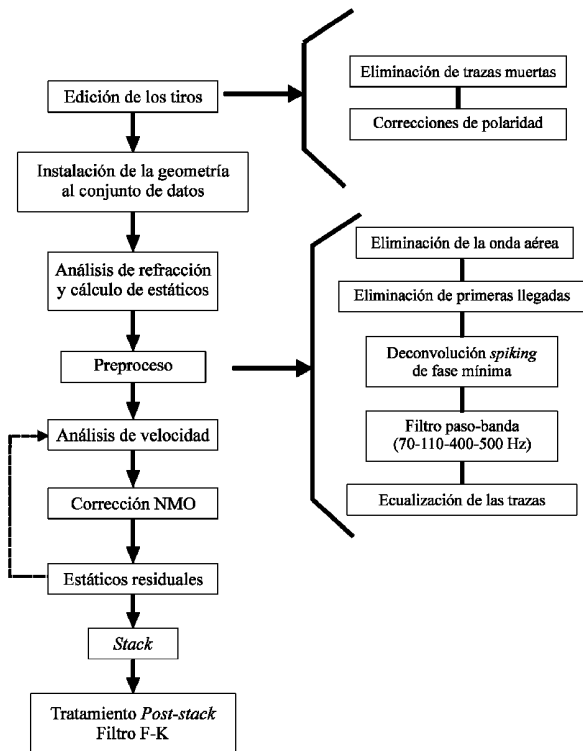


Figura 7: Flujo de procesado de los datos adquiridos en la línea L3.

Figure 7: Processing flow for data acquired in line L3.

con baja velocidad. Considerando una frecuencia dominante de 142 Hz y una velocidad entre los 1.500 m/s y 3.500 m/s, los límites resolubles para esta transición se situarían entre 2,5 y 6 m.

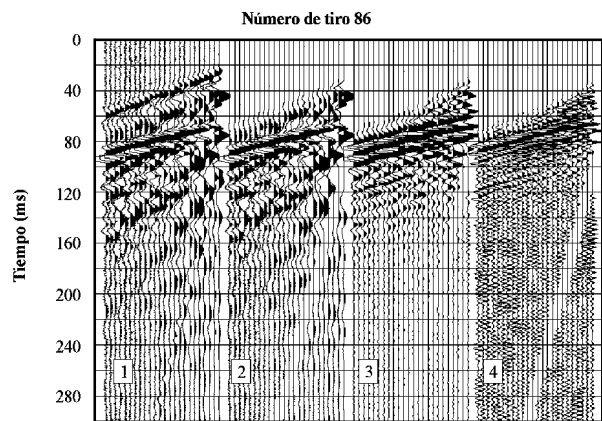
PROCESADO DE DATOS

Método de refracción

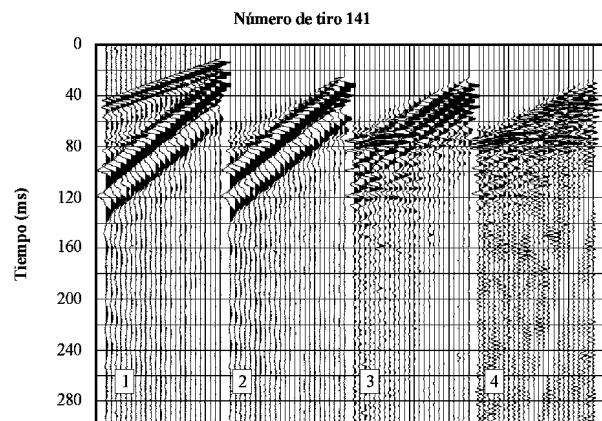
La adquisición de datos de refracción sísmica en distintos puntos del glaciar tuvo como objetivo la obtención de velocidades sísmicas del medio y de valores de espesores del hielo.

Las fuentes sísmicas utilizadas durante las dos campañas limitaron la distancia máxima tiro-geófono a 50 m, lo que impidió la adquisición de la refractada crítica procedente del basamento en muchos de los tramos estudiados. Por ello, se procedió a emplear un método directo en donde el procesado llevado a cabo calcula sismogramas sintéticos mediante el método de diferencias

finitas (Kelly et al., 1976) a partir de un modelo inicial $v(x,z)$ y $\rho(x,z)$. Los sismogramas obtenidos se comparan con los observados y se modifica el campo inicial en función de las diferencias detectadas. El proceso iterativo finaliza cuando la diferencia entre los sismogramas sintéticos y los reales es mínima. De esta forma se consigue utilizar no sólo los tiempos de llegada de las refractadas críticas, en muchos casos insuficiente, sino también las llegadas de las reflexiones procedentes del basamento.



a)



b)

Figura 8: Registros de los tiros 86 y 141 de la línea L3, siendo 1) datos en bruto, 2) registros una vez aplicados muting de onda aérea y primeras llegadas, 3) igual que 2) con filtro paso-banda 70-90-300-400 Hz y 4) igual que 3) con aplicación de deconvolución.

Figure 8: Registers of shots 86 and 141 of line L3, being 1) brute data, 2) registers once aerial waves and first arrivals muting were applied, 3) the same as 2) with pass-band filter 70-90-300-400 Hz and 4) the same as 3) applying deconvolution.

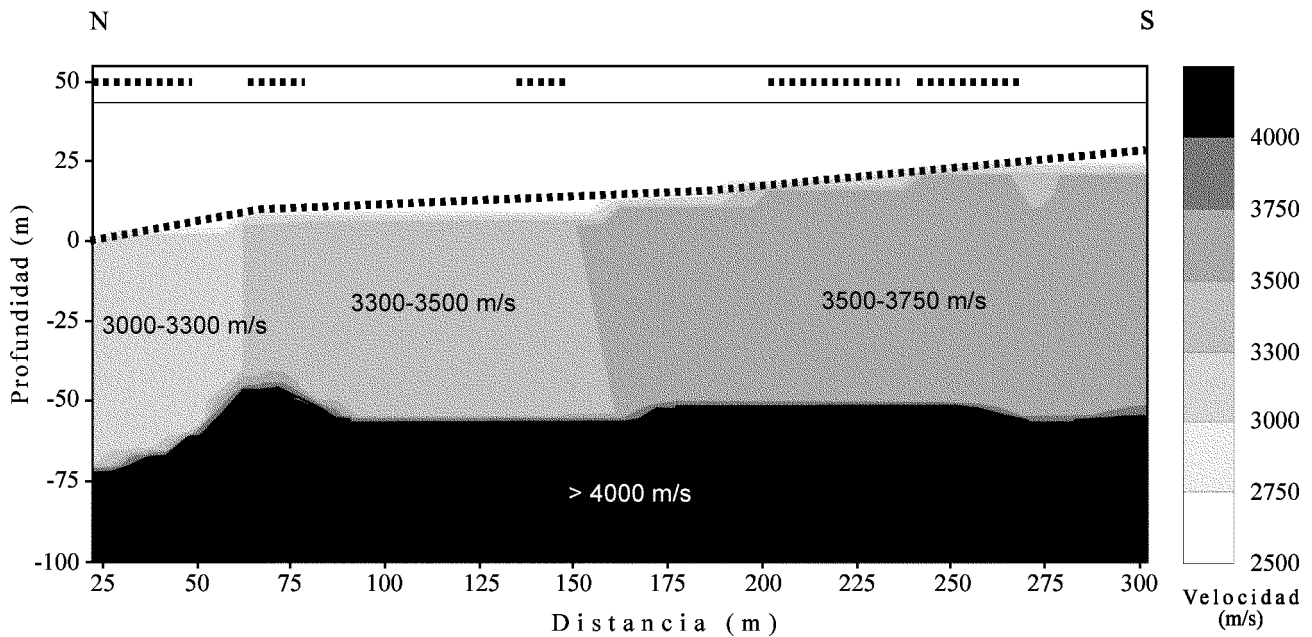


Figura 9: Perfil de refracción L9 (método directo).

Figure 9: Refraction profile L9 (direct method).

Método de reflexión

En la figura 7 se presentan los pasos seguidos para el procesamiento de los datos sísmicos de reflexión de los perfiles L3, L4 y L2. El principal propósito de este procesamiento fue la atenuación de las ondas superficiales de gran amplitud. En un principio se efectuaron una serie de pruebas en el dominio espacio-tiempo de diferentes tipos de filtros: F-K, tau-p y el filtro de autovector. Pero debido al *aliasing* espacial de esta señal, los filtros en cualquiera de los dominios mencionados no dieron el resultado deseado. Por lo tanto, se optó por realizar un procesamiento conservador durante las etapas previas al apilamiento (*stacking*) y efectuar la atenuación de las ondas superficiales una vez obtenida la sección sísmica.

En la figura 8 se muestran los efectos en modo tiro de este preprocesado: *muting* de onda aérea y de primeras llegadas, filtro paso-banda y deconvolución. Se comprueba como la presencia de ruido entre 40 y 80 ms en el tiro 141 es debida a la gran amplitud de las ondas superficiales. Así mismo, en el registro de campo correspondiente al tiro 86, no se registraron ondas superficiales y como resultado del procesamiento aplicado se obtiene una señal clara de reflexión sin ruido en los primeros milisegundos.

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Refracción (líneas L1, L6, L7, L8 y L9)

En la figura 9 se presenta el perfil de refracción L9 como ejemplo de modelo de velocidades obtenido a partir de la aplicación del método directo; en donde se observan diferentes velocidades de propagación de la capa de hielo. Correlacionando los resultados obtenidos en todos los perfiles, se han interpretado las siguientes capas refractoras:

Una capa superficial con velocidades entorno a los 2.000 m/s que se asociaría a nieve compacta en estado de transición para la formación de hielo. Las zonas que presentan un espesor considerable de esta capa corresponderían a zonas de acumulación del glaciar (perfil L7 y el sector este de la línea L1-L6). La segunda capa, interpretada como hielo, se caracteriza por presentar velocidades comprendidas entre 3.000-3.700 m/s. Este amplio rango se corresponde con zonas en donde el hielo presenta variaciones laterales de sus propiedades, correlacionándose con distinto grado de compactación, densidad o fracturación. Es de destacar que estas variaciones laterales se localicen especialmente en las zonas limítrofes del glaciar (perfiles, L8, L9 y sectores extremos de la línea L1-L6). Se ha detectado un tercer refractor, con velocidades entre

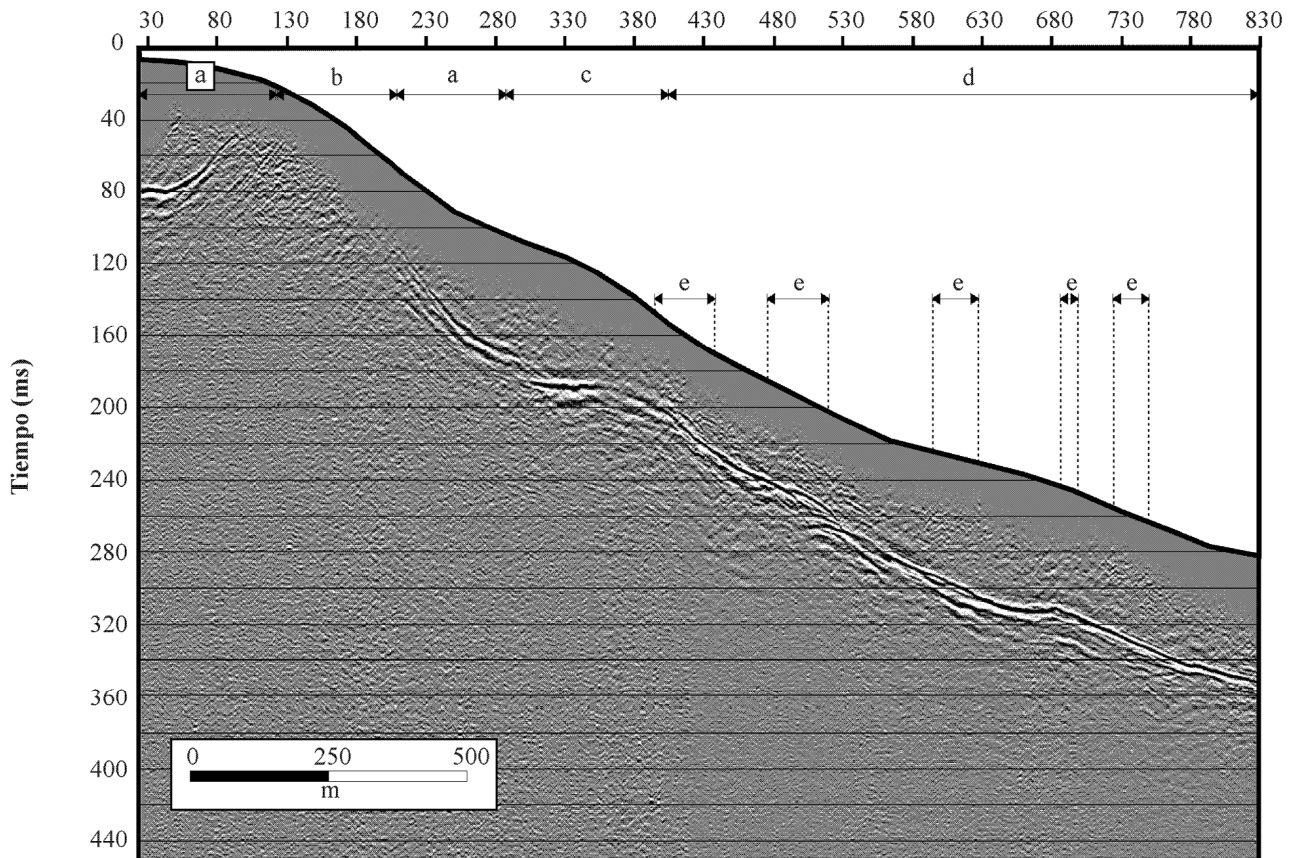


Figura 10: Sección sísmica en tiempo doble del perfil de reflexión L3. La línea representa la topografía. a) Sectores donde la capa superficial es canal de baja velocidad para la propagación de ondas superficiales. b) Sector donde las ondas superficiales viajan con velocidad mayor que en a). c) Sector con ondas superficiales con variedad en carácter y con un rango amplio de velocidades. d) Sector donde las ondas superficiales viajan con una velocidad correspondiente a la del hielo. Los sectores con grietas reflectoras de ondas superficiales se muestran como e).

Figure 10: Seismic section in double time of L3 reflection profile. The line represents the topography. a) Sectors where the superficial layer is low velocity channel for propagation of the superficial waves. b) Sector where superficial waves travel at a higher velocity than in a). c) Sector with superficial waves with variety in character and with a wide range of velocities. d) Sector where superficial waves travel at a velocity corresponding to that of ice. The sectors with fissures reflecting superficial waves are shown as e).

los 3.600-4.000 m/s cuya interpretación no es demasiado clara, dado que podría asociarse a hielo muy compacto o material correspondiente al basamento glaciar. Dicha capa se localiza en el extremo este del perfil L1-L6 y en la zona central de la línea L8. EL último refractor viene caracterizado por velocidades entre 3.900-5.000 m/s y se ha correlacionado con el basamento.

Reflexión (líneas L2, L3 y L4)

La figura 10 muestra la sección en tiempo doble del perfil L3. En ella, el contacto hielo-roca está caracterizado por la doble reflexión asociada a la presencia de una

capa delgada de baja velocidad entre el hielo y el basamento, que estaría formada por materiales de arrastre saturados del propio glaciar. Estableciendo un rango de velocidades entre 1.800-2.200 m/s (Smith, 1997) y empleando el criterio $\lambda/4$ y $\lambda/8$ (Widess, 1973) para una frecuencia característica de 140 Hz, los límites resolubles para esta capa se estiman entre 3-4 m y 1,5-2 m respectivamente.

El basamento presenta un relieve irregular especialmente entre los CDPs 330-580. En el sector correspondiente a los CDPs 105 y 207, no se observa ningún evento de reflexión debido a la ventana espacial de

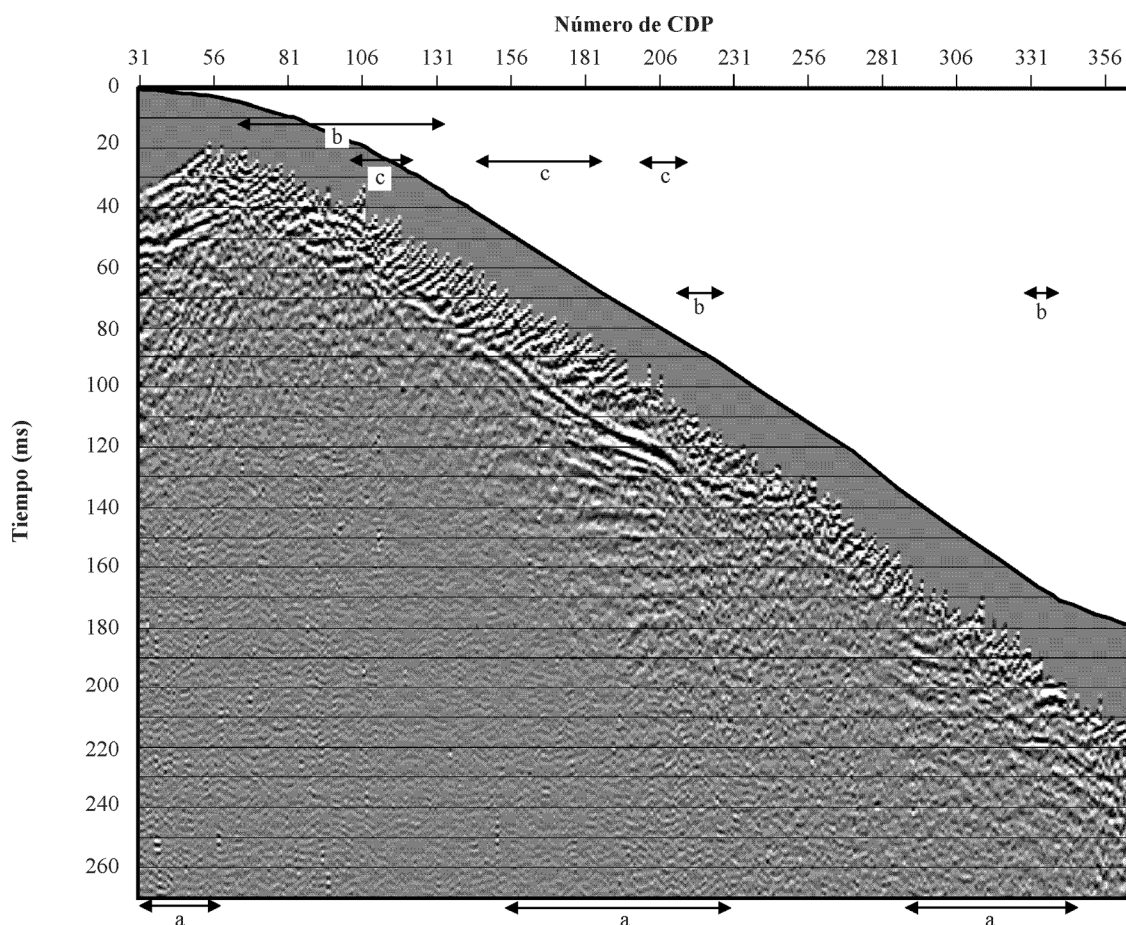


Figura 11: Sección sísmica en tiempo doble del perfil de reflexión L4. a) Sectores en los que se corresponden reflexiones en modo tiro y CDP. b) Sectores en los que se aprecian velocidades dentro de un rango de 4.000-5.000 m/s para las refractadas críticas. c) Sectores con velocidades dentro de un rango de 2.500-2.800 m/s.

Figure 11: Seismic section in double time of L4 reflection profile. a) Sectors where reflections in mode shot correspond to reflections in mode CDP. b) Sectors with velocities in a range of 4.000-5.000 m/s for critical refracted waves. c) Sectors with velocities in a range of 2.500-2.800 m/s.

adquisición (distancias entre tiro-geófono de 30-145 m). No obstante, puede apreciarse a partir de la morfología de zonas vecinas como este sector corresponde al trayecto investigado más superficial. A lo largo de la línea se detectan eventos fuertemente arqueados correspondientes a difracciones que sugieren estructuras de contacto complejas en la base del hielo, en particular entre los CDPs 461-581. En la figura 10, además de la sección sísmica se especifican los rasgos de la capa más superficial y las zonas en donde el hielo presenta grietas, a partir del análisis del campo de ondas. Así, los sectores marcados con letra (a) corresponden a regiones en donde la capa superficial de nieve-*firm* presenta suficiente espesor como para ser canal de transmisión de las ondas superficiales (CDPs 29-

126 y 210-291). Con (b) se ha delimitado la zona (CDPs 129-209) en donde las velocidades de las ondas superficiales son mayores, indicando una disminución del espesor de esta capa de nieve-*firm*. Entre los CDPs 291-405, se aprecia un sector (c) en el que las ondas superficiales presentan cambios de morfología ampliando el rango de velocidades. Este tramo se considera como una transición entre la zona de acumulación y de ablación. Por último, en el sector (d) limitado entre los CDPs 405-829 las ondas superficiales se propagan con una velocidad de 1.700-1.800 m/s correspondiente al hielo, sin ser afectadas por la delgada capa de nieve estacional. Además de la información anterior, en la figura 10 también se han marcado aquellos sectores (e) donde los datos de campo ofre-

cían claras reflexiones laterales debidas a la presencia de grietas. Es importante observar como estos sectores con discontinuidades en el hielo de grandes dimensiones se corresponden con cambios topográficos en el basamento que serían la causa de aperturas y fracturas del hielo.

En la sección sísmica L4 (Fig. 11) pueden observarse pocos sectores con una reflexión clara del basamento. Para compensar la pérdida de información en aquellos tramos donde no se ha encontrado señal (CDPs 31-59, 152-243 y 286-340), se ha llevado a cabo un estudio de las características del hielo a partir de las velocidades de las refractadas críticas. Según esto, en los sectores (b), las velocidades aparentes de las refractadas críticas son mayores (4.500-5.000 m/s) que las correspondientes al hielo y se relacionan con tramos donde el basamento es muy superficial. En cambio, en los sectores (c) dichas velocidades presentan valores menores que el hielo (2.800-3.000 m/s), lo que supone una capa de baja velocidad y gran espesor; posiblemente formada por *firm* dada la altitud a la que se sitúan estas zonas. Respecto a las ondas superficiales, en este perfil no aparecen trenes de onda de alta velocidad (1.800 m/s), ni reflexiones laterales en grietas. La causa de esta ausencia de propagación puede encontrarse en la estructura compleja del hielo que produce una fuerte atenuación de la energía sísmica. Otro factor que influye en la morfología del campo de ondas registrado es la orientación del perfil respecto a las direcciones de las fracturas predominantes.

Las secciones de reflexión se han convertido a profundidad utilizando las velocidades del hielo obtenidas mediante la sísmica de refracción. En la zona de intersección del perfil L3 con la línea L1, la diferencia entre el resultado del espesor del hielo obtenido mediante el método directo (130 m) y la conversión a profundidad de la sección sísmica (120 m) presenta un error relativo del 9%.

CONCLUSIONES

Como paso previo al procesado de los datos de refracción y reflexión sísmica, el análisis del campo de ondas proporciona información muy útil sobre la estructura del glaciar. El análisis de las ondas superficiales ha permitido distinguir distintas zonas del glaciar como son las de acumulación y ablación. A partir de los registros que muestran ondas superficiales reflejadas en discontinuidades verticales se han podido realizar una localización de los sectores donde el hielo se hallaba más fracturado; en muchos casos estas grietas no eran visibles desde la su-

perficie, por lo que ha resultado ser un método que completa las observaciones glaciológicas en superficie.

El cálculo de los perfiles de refracción (L1, L6, L7, L8 y L9) se ha realizado mediante un método directo que compara los registros reales con los sismogramas sintéticos generados por diferencias finitas, utilizando para ello la información proporcionada por las ondas refractadas críticas en el hielo y las ondas reflejadas en el basamento. Se obtiene así, la profundidad del zócalo y la variabilidad de la velocidad en el hielo, resultando que la velocidad de propagación de la onda P en un glaciar templado se encuentra influenciada por el estado de fracturación, densidad y contenido acuoso en el hielo.

Las secciones sísmicas de reflexión muestran para este glaciar templado la existencia de una capa de transición entre hielo y zócalo posiblemente formada por materiales detríticos saturados (morrena de fondo). Esta doble reflexión no se ha localizado en registros correspondientes a los perfiles L6 y L9 que se emplazan en zonas limítrofes de la cubeta glaciar, en donde el contacto hielo-roca se sitúa a menor profundidad. Para completar el reflector discontinuo del basamento obtenido en el perfil L4 se ha realizado un estudio de las variaciones de las velocidades aparentes de las primeras llegadas.

El relieve del basamento obtenido en la sección sísmica L3 ha sido empleado para explicar anomalías observadas en el flujo del hielo. Este hecho remarca la importancia de la aplicación de métodos geofísicos para el estudio de la dinámica del glaciar dado que el flujo de hielo depende de la topografía del zócalo y no de la superficial. La información obtenida en las distintas áreas estudiadas restringe los posibles modelos de flujo glaciar.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por la CICYT (Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología) y se ha enmarcado en el proyecto de investigación ANT96-0734: "Estudio de la Dinámica del glaciar Johnsons" que lleva a cabo el Departamento de Geodinámica i Geofísica de la Universitat de Barcelona. Para la realización de los trabajos de campo y posterior tratamiento de los datos se contó con la colaboración del proyecto ANT95-0994-C03-02: "Volcanismo, sismicidad, magnetismo y geodinámica de las Shetland del Sur: Estaciones sísmicas en la BAE (Livignston)" también adscrito al Plan Nacional de Investigación en la Antártida y coordinado por el Instituto Andaluz de Geofísica de la Universidad de Granada. L.X. y G.F. forman parte del Grup de Processos Geodinàmics Superficials, ref.

3130-UB-06 financiado por 1999SGR-00065. Finalmente, queremos hacer especial mención por su apoyo y compañerismo a todo el personal científico y técnico de la Base Antártica española Juan Carlos I participante en las dos campañas en que se ha realizado el experimento.

BIBLIOGRAFIA

- Calvet, J., Santanach, P., 1992. Grietas y pliegues en el glaciar de la ensenada Johnsons, borde del casquete glaciar de la isla Livingston, Islas Shetland del Sur. In: J. López-Martínez (ed.), *Geología de la Antártida Occidental*. T3, 153-161.
- Crary, A.P., 1963. Results of United States traverses in East Antarctica, 1958-1961. *IGY Glaciological Report*, 7.
- Fountain, A.G., Walder, J.S., 1998. Water flow through temperate glaciers. *Review of Geophysics*, 36, 299-328.
- Hobbs, G.J., 1968. The geology of the South Shetland Islands. IV. The Geology of Livingston Island. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, No.49, 34 p.
- Kelly, K.R., Ward, R.W., Treitel, S., Alford, R.M., 1976. Synthetic seismograms: a finite-difference approach. *Geophysics*, 41, 2-27.
- Lozej, A., Tabacco, E., Merlanti, F., Pavan, M., 1995. Preliminary results of seismic and GPR surveys on the Hells Gate Ice Shelf (Victoria Land-Antarctica). *Proceedings of the EEGS Environmental and Engineering Geophysical Society (European section)*. 1st Meeting, 184-189, Torino, Italy.
- Muñoz, J.A., Sábat, F., Pallàs, R., 1992. Estructura pre-cretácica de la península Hurd, isla Livingston, islas Shetland del Sur. In J. López-Martínez (ed.), *Geología de la Antártida Occidental*. T3, 127-139.
- Nolan, M., Echelmeyer, K., 1999. Seismic detection of transient changes beneath Black Rapids Glacier, Alaska, U.S.A.: I. Techniques and observations. *Journal of Glaciology*, 45, 119-131.
- Paterson, W.S.B., 1994. *The Physics of glaciers*. Third edition. Oxford, Elsevier. 480 pp
- Smellie, J.L., Liesa, M., Muñoz, J.A., Sabat, F., Pallàs, R., Willan, R.C.R., 1995. Lithostratigraphy of volcanic and sedimentary sequences in central Livingston Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 7, 99-113.
- Smith, A.M., 1997. Basal conditions on Rutford Ice Stream, West Antarctica, from seismic observations. *Journal of Geophysical Research*, 102, 543-552.
- Widess, M.B., 1973. How thin is a thin bed?. *Geophysics*, 38, 1176-1180.
- Ximenis, L., Calvet, J., Enrique, J., Corbera, J., Furdada, G., (1999) The measurements of ice velocity, mass balance and thinning rate of Johnsons Glacier, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Acta Geológica Hispánica*, este volumen.
- Yilmaz, O., 1988. *Seismic Data Processing*. Society of Exploration Geophysicist.