

Contenido

CUEVAS EN HIELO Y RÍOS BAJO LOS GLACIARES. Segunda edición

No está permitida la reproducción total o parcial de este libro, ni su tratamiento informático, ni la transmisión de ninguna forma o por cualquier medio, ya sea electrónico, mecánico, por fotocopia, por registro u otros métodos, sin el permiso previo y por escrito de los titulares del Copyright.

DERECHOS RESERVADOS © 2001, respecto a la segunda edición en español, por
McGRAW-HILL/INTERAMERICANA DE ESPAÑA, S. A. U.
Edificio Valrealty, 1.ª planta
Basauri, 17
28023 Aravaca (Madrid)

ISBN: 84-481-3049-9
Depósito legal: M. 19.669-2001

Editor: Antonio García Brage
Cubierta: DIMA
Fotografía de cubierta cortesía Karmenka: Uno de los autores saliendo
de un moulin.

Compuesto en Puntographic, S. L.
Impreso en Edigrafos, S. A.

IMPRESO EN ESPAÑA - PRINTED IN SPAIN

Prólogo de Ignacio López-Galiacho	ix
Prólogo a la segunda edición	xi
Prólogo a la primera edición	xiii
Introducción	xv
1. Conceptos fundamentales y terminología	1
Ubicación del karst en hielo o criokarst	3
Distribución geográfica	6
Convergencia de formas	13
Discusión terminológica	17
Revisión bibliográfica	21
2. Procesos físicos en los glaciares	23
Aspectos físicos y petrográficos	25
Circulación del agua en el hielo	27
Fundamentos teóricos del drenaje endoglaciario	29
Formación de conductos endoglaciares	33
El drenaje subglaciario	35
Enfoque del problema desde el punto de vista kárstico	38
Ejemplos de aplicación del método en la predicción del drenaje endoglaciario y subglaciario	41
Consideraciones finales	47
	v

3. Procesos fisicoquímicos en el hielo	49
Naturaleza del proceso criquímico	51
Efecto criquímico en la formación del firn	56
Efectos geomorfológicos del proceso criquímico en el medio ambiente polar	62
Importancia paleogeográfica de los procesos criquímicos	64
Aspectos prácticos de los procesos criquímicos	65
Circulación del aire en conductos glaciares	67
4. Morfología criokárstica en glaciares o formas exokársticas	85
Introducción	87
Exokarst en el glaciar activo	89
Microformas de ablación	90
Mesoformas criokársticas	94
Macroformas criokársticas	102
Ciclo criokárstico glaciar	110
5. Cuevas en hielo glaciar o formas endokársticas	115
Introducción	117
Cuevas glaciares en el sistema central	122
Evolución de las simas glaciares	131
Las cuevas glaciares en los sistemas marginales	144
Las cuevas glaciares en el sistema local	154
Cuevas en el núcleo glaciar de la morrena y en el hielo muerto del sandur. Glaciar Werenskiöld	157
6. Hidrogeología glaciar	161
Introducción	163
Carácter hidrogeológico de las formaciones geológicas	164
Grupos de acuíferos existentes con relación a las características del almacén	165
Los glaciares como acuíferos	167
Disposición espacial de la red direccional de drenaje subterráneo en los glaciares	168
Organización y características del drenaje en la lengua glaciar	171

Observaciones realizadas sobre el comportamiento hidrogeológico de los glaciares y sus implicaciones	173
— Criokarst en el glaciar Perito Moreno (Patagonia Argentina) del Hielo Continental Sur.	
— Las fluctuaciones del nivel de agua en el interior de los moulins Capo y Vicecapo del glaciar Tyndall (Patagonia Chilena). Expedición «Tyndall 2000».	
— La ablación interna glaciar como respuesta de los glaciares subpolares de la Antártida ante el calentamiento global. Expedición «Antártida 2000» (45 Russian Antarctic Expedition).	
— La cuenca piloto experimental en el glaciar Kviarjökull de Islandia.	
— Resultados de la ablación interna glaciar en el Kviar.	
— Constancia geodésica del baricentro de la población de moulins en el glaciar Kviar.	
— La cuenca piloto experimental del glaciar Drangajökull	
— Resultados comparativos de la ablación interna glaciar específica en ambos hemisferios (Antártida e Islandia).	
Consideraciones finales	204
7. Glaciokarst o interrelación karst y glaciares	209
Introducción	211
Glaciokarst, reciente. Proceso glaciokárstico alrededor del lago Stemme en Spitsberg	214
Manantiales kársticos al pie de Rasstupet en Spitsberg	219
Glaciokarst en las tierras Wedel-Jarlsberg en Spitsberg	222
Fenómeno glaciokárstico producido por aguas termominerales en Sörkappland	224
Glaciokarst en rocas yesíferas en Spitsberg y en Siberia del Este.	226
Glosario	237
Bibliografía 1 (trabajos citados en el texto)	243
Bibliografía 2 (trabajos no citados, pero relacionados con el texto)	261
Índice	271

3

Procesos fisicoquímicos en el hielo

*Hielo reciente (naled ice)
en el frente del glaciar Werenskiold.
Foto J. Rehak*



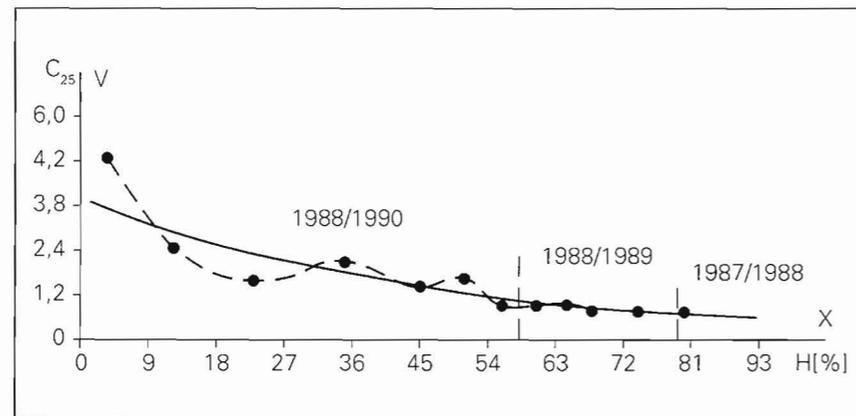


Figura 3-5. Cambios de conductividad eléctrica $C_{25}(y)$ con profundidad $H(x)$ en las series de acumulación de nieve durante los años 1987/1990.

Divisoria del hielo de los glaciares Hans y Vrangpeis - 500 m s.n.m.,
H - % de la profundidad total de las capas de tres años de antigüedad,

$$y = 3.81526 \times 10^{-0.007959} \quad r = 0,912$$

C_{25} , indicador de mineralización global, (Σ_M) de nieve derretida según la relación:

$$\Sigma_M = 0,62 \cdot C_{25}, \quad \text{en la cual } \Sigma_M \text{ está expresado en mg/dm}^3, \\ \text{(Pulina, 1991).}$$

Amundsen. Se observa un incremento de la mineralización en las capas más bajas del perfil de la nieve, y en las costras de firn donde el incremento de la mineralización es concordante con el desarrollo del proceso de recristalización o diagénesis de la nieve que dura los 6 meses del invierno polar.

Al principio de la primavera, la capa de la neviza contiene no solamente sales carbonatadas precipitadas, sino también burbujas rellenas de una solución salina con bajo punto de congelación. La fusión de la nieve en primavera empieza en esas capas húmedas, resultando por ello una mayor mineralización en el agua que proviene de la fusión de la nieve al principio de la primavera. La mineralización del agua decrece con la progresiva fusión de la nieve.

Tal incremento de la mineralización del agua al principio de la primavera ha sido observado en los manantiales que surgen de la cuenca no

helada de Fugleberget al sur del Spitsberg. Las aguas provienen del primer deshielo primaveral que fundió la mayor parte de la nieve del invierno.

Deposición de carbonato de calcio debido al proceso crioquímico

Ciclos de congelación y fusión de soluciones de agua pueden generarse no sólo por la carga mecánica sobre la roca del fondo del glaciar, que aportaría elementos disueltos de la misma al agua fundente, sino también y principalmente por el proceso crioquímico. Esto genera el fenómeno del aumento de mineralización de las soluciones de agua causado por la disminución del volumen de la solución, parte de la cual se transformó en hielo. Tal aumento de la mineralización tiene como resultado la precipitación del exceso de sal cuando se sobrepasa el punto de saturación. Desde el punto de vista químico, el proceso crioquímico ocurre de acuerdo con la ley de ebulloimetría y tiene unos efectos similares a la evaporación del agua, cuyas consecuencias geomorfológicas son bien conocidas en las zonas subtropicales secas y calientes del planeta.

En las regiones polares y de alta montaña, los procesos crioquímicos causan:

1. El incremento de la mineralización del agua que proviene directamente de la disolución de las rocas.
2. La deposición de sales de carbonato y sulfato en depósitos glaciares muy finamente fragmentados, así como la eflorescencia mineral en sinter de hielo y costras de hielo reciente (*naled ice*).
3. La deposición de costras de calcita en los derrubios de ladera de materiales calcáreos y sobre las paredes de cavernas en caliza.

En consecuencia, los procesos crioquímicos de las regiones polares afectan tanto a la hidrogeología como a la geomorfología y aun demuestran tener ciertas características prácticas. Un incremento significativo de la mineralización de las aguas naturales al descender su punto de congelación permite la circulación del agua líquida en el hielo y en el permafrost. Esto representa la causa fundamental que explica la existencia de los sistemas de drenaje subglaciar y endoglaciar y su consecuencia, la aparición de formas similares a las del karst en los glaciares y en el permafrost (morfoloía criokárstica). La precipitación de sales carbonáticas en las deposiciones glaciares tiene una estrecha relación con la génesis de pequeños

En la temporada invernal, la denudación se desacelera. Generalmente, las microformas criokársticas desaparecen en tanto que las mesoformas y macroformas se conservan, reanudando su evolución en la siguiente temporada estival.

Desde el punto de vista de la escala humana de tiempos, en el glaciar se pueden distinguir tres diferentes clases de formas: **efímeras**, **estables** y **seculares**. Las formas **efímeras** son aquellas cuyas durabilidad es más breve que un año hidrológico (a menudo de un solo día o de una temporada). Su tiempo de evolución se puede observar durante una sola expedición. Las formas **estables** son aquellas que existen en el glaciar durante algunos años, pudiendo ser observadas durante sucesivas expediciones. Las formas **seculares** pueden ser observadas en los glaciares durante varias generaciones de glaciólogos.

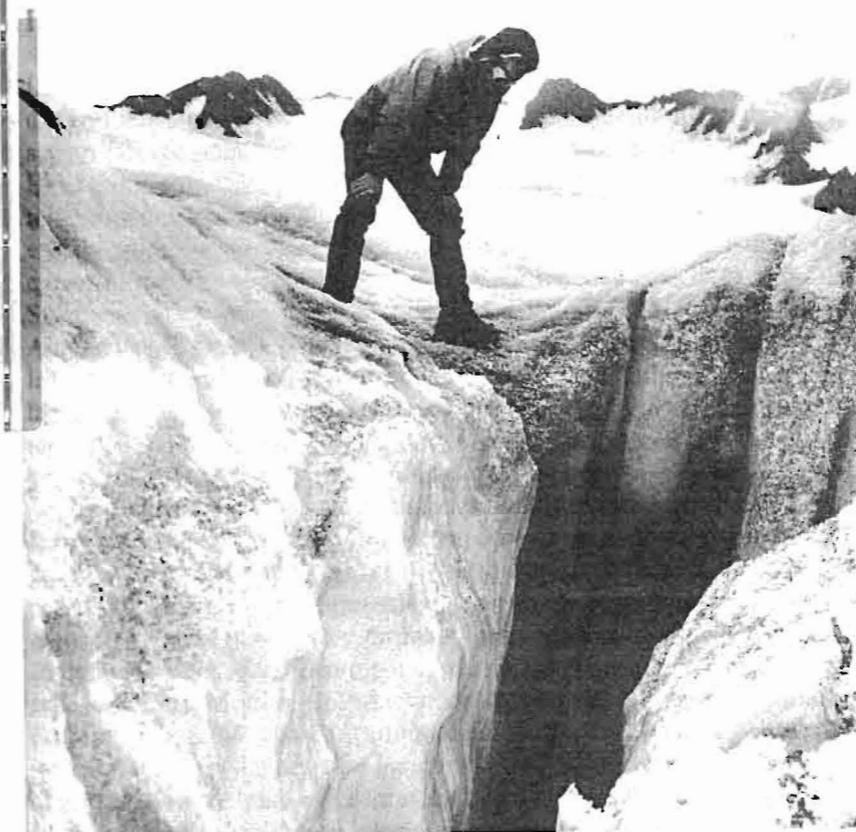
El grado mayor de intervalo de vida de las formas representa un ciclo vital que incluye la morfología glaciar o periglaciar de la superficie de la tierra. Constituye no sólo un ciclo geomorfológico en la significación especificada por W. M. Davis, C. Embelton, C. A. King (1969) y A. Jahn (1975), sino que también representa el tiempo de evolución del conjunto de morfologías superficiales y subterráneas de los glaciares, como ocurre por ejemplo durante una glaciación. Sin embargo, los ciclos criokársticos de grados más bajos forman la morfología de los glaciares y determinan la hidrología actual de los glaciares durante su vida. La evolución criokárstica en el glaciar empieza con el establecimiento de cierto régimen de aguas en el glaciar, es decir, con el paso de glaciar polar, frío y seco a glaciar subpolar donde coexisten masas frías y templadas de hielo, estableciéndose en estas últimas el drenaje subglaciar. En este período subpolar, el estado evolutivo inicial o de juventud está relacionado con la formación de la red de conductos de drenaje subglaciar y el modelado superficial del relieve glaciar, alcanzando el grado de madurez durante su evolución secular. El estado de vejez, finalmente, se desarrolla ya en el hielo muerto del glaciar hasta su completa degradación.

La posibilidad de poder observar, en el intervalo de vida humana, la mayoría de los ciclos vitales de las diferentes formas criokársticas, incluso las más grandes y complejas, permite ayudar a resolver varios problemas de geomorfología kárstica. En el hielo, todo pasa más deprisa. Las analogías y convergencias en las formas tienen aquí la clave (Eraso, 1975-1976).

5

Cuevas en hielo glaciar o formas endokársticas

*Glaciar Werenskiold. Entrada del pozo glaciar.
Eimfjellet (-135 m de profundidad).
Otoño 1988. Foto J. Braun*



sistema central se describen en los ejemplos de los tres glaciares estudiados en Spitsberg, incluyendo el gran glaciar Vestre Torell, donde se ubica la gran caverna de Isfjellvea, donde se han explorado 750 m de galerías de grandes dimensiones.

Simas con gran desarrollo vertical en los glaciares Werenskiold¹ y Hans

La parte superior de los canales del sistema central, es decir las entradas y sumideros, constituyen los pozos glaciares representados por simas verticales. Se encuentran en la zona de ablación del glaciar, dentro de las depresiones cerradas, o en los tramos finales de los canales superficiales de drenaje. Funcionan como sumideros de las pequeñas cuencas superficiales del glaciar. Transfieren el agua a la red de conductos del sistema central de circulación o directamente al acuífero del glaciar. La localización de los pozos glaciares está ligada tanto con el sistema de fisuras existentes en el glaciar como con el relieve del mismo. La dependencia entre la localización de los pozos y el sistema de fisuras del glaciar, elaborada por P. Holmlund (1988), a base de la exploración de 70 pozos en el glaciar Stor en Suecia, es análoga a las condiciones que dominan en los glaciares descritos. Los pozos glaciares se encuentran a menudo cerca de las morrenas centrales y la mayoría de las veces sobre el contacto entre las dos lenguas glaciares que delimitan la posición de una morrena central. Al aumentar la altitud de la zona de equilibrio, entre ablación y acumulación, en los glaciares, en la segunda mitad del siglo XX, los pozos se generan también en los circos glaciares.

Las áreas donde se generan los pozos de entrada del sistema central, y también los grandes abismos singulares, suelen ser los mismos durante muchos años. En la temporada invernal, dichos pozos están inactivos, cubiertos de nieve. En primavera, en la depresión local donde se encuentra el pozo, se forma frecuentemente un depósito periódico de agua. Al iniciarse la descarga primaveral, este depósito drena con violencia al pozo recién abierto, el cual puede ser tanto una forma del año pasado como un nuevo pozo nacido encima del antiguo pero siempre conectado con el mismo sistema de drenaje subterráneo.

A continuación, se presenta la descripción de cuatro grandes pozos glaciares, explorados hasta profundidades superiores a 100 m.

¹ Figura 5-1

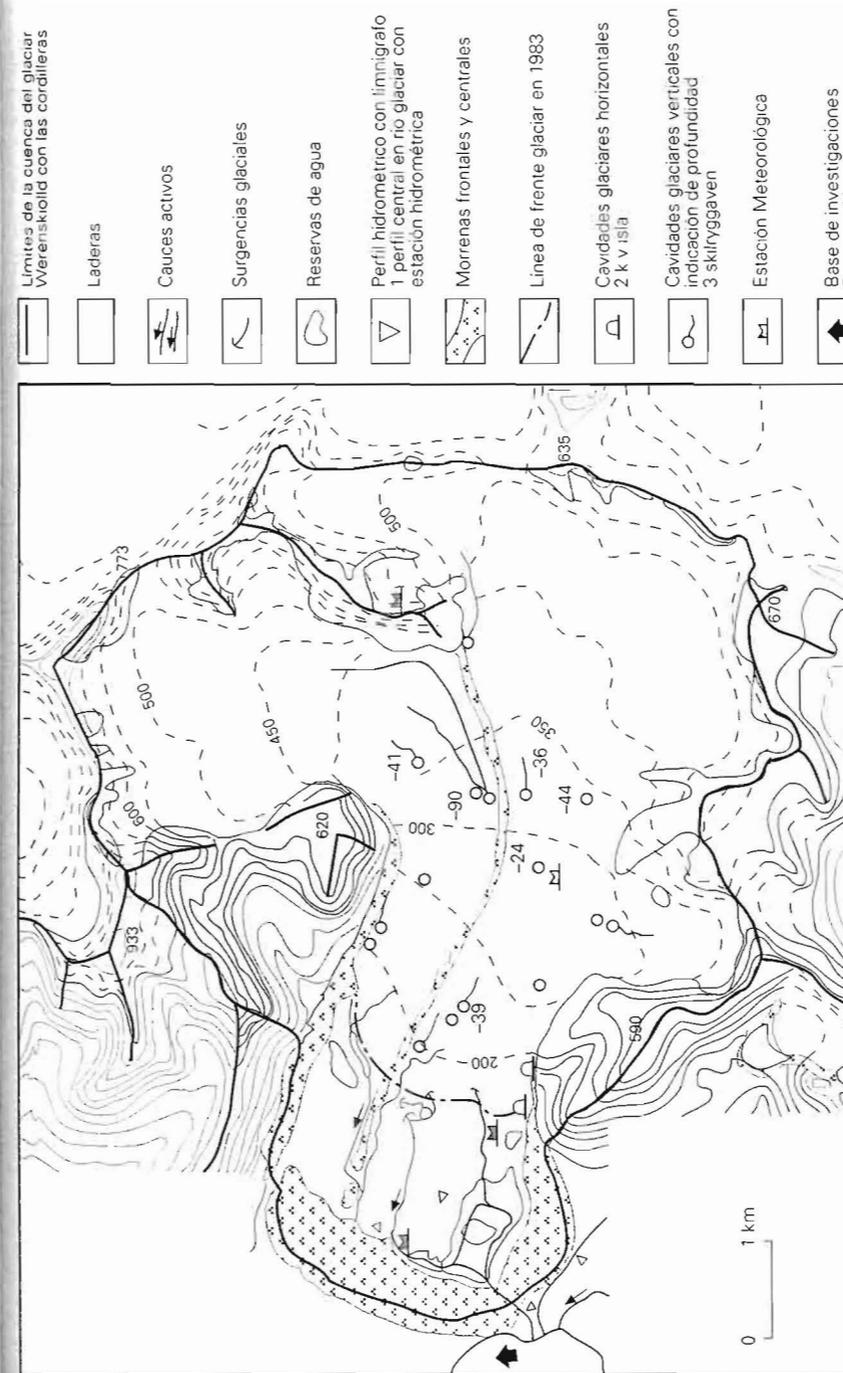


Figura 5-1. Cuenca experimental del glaciar Werenskiold.

les e indirectamente en los sistemas local y central. Siempre es endorreico.

- El **flujo endoglacial rápido**: comprende todos los drenajes establecidos, dentro de la masa de hielo glaciar, de la red direccional de drenaje (Eraso, 1987; Eraso, Antigüedad, Taylor, 1989; Eraso, Martínez, Pérez, Fernández, 1992), según planos de debilidad estructural, y está representado por el conjunto de pozos, cascadas, meandros, conductos y galerías. Se alimenta principalmente del flujo supraglaciar rápido y descarga en los sistemas central y local donde se encuentra establecido el flujo subglaciar rápido. Siempre es endorreico.

Tanto el flujo subglaciar rápido como el endoglacial rápido se establecen en la red transmisiva direccional representativa del acuífero criokárstico.

- El **flujo endoglacial lento**: representa todas las aportaciones endorreicas que por percolación se establecen desde los bloques capacitivos del hielo glaciar a la red transmisiva direccional (Antigüedad, Eraso, Mangin, 1992), responsable del drenaje endoglacial en los sistemas central y local. Alimenta, en consecuencia, el flujo endoglacial rápido, y en el contacto con la roca de fondo, constituye el flujo subglaciar lento.
- El **flujo subglaciar lento**: representa, como ya hemos dicho, las aportaciones de los bloques capacitivos en el contacto de la base de la lengua glaciar con la roca de fondo donde se encuentra el flujo subglaciar rápido de los sistemas central y local.

El conjunto de los cinco tipos descritos de flujo representa la descarga integrada del glaciar, la cual se verá afectada según el predominio total o parcial de los diferentes sistemas —central, local, marginal o supraglaciar— de drenaje.

Como la organización, tipo, carácter y duración del drenaje variarán, en consecuencia, lo hará también la impronta hidroquímica de las aguas así como el hábito del hidrograma.

Así, por ejemplo, las aportaciones del sistema supraglaciar disminuyen la mineralización de las aguas, en tanto que la aumenta el flujo lento subglaciar; por todo ello la referida mineralización será inversamente proporcional a la descarga cuando ésta provenga de cualquiera de los sistemas del drenaje endorreico (Antigüedad, Eraso, Fernández-Rubio, 1989),

en concordancia con lo que ya hemos visto en el Capítulo 3 al hablar del proceso criquímico.

De la misma manera, el hábito del hidrograma presentará picos periódicos diarios de caudal cuando dominen las aportaciones supraglaciaras o las de los sistemas marginales en verano y a principios del otoño, mostrando tendencias de caudal de base, en invierno, cuando solamente los flujos lentos permanecen (Antigüedad, Eraso, Mangin, Fernández-Rubio, 1989; Eraso, Antigüedad, Mangin, 1991). A su vez, durante los sucesos de primavera, cuando tiene lugar el brusco vaciado de las aguas retenidas durante el invierno en el acuífero criokárstico, la descarga se establecerá en régimen no influenciado, reflejándose en el hábito del hidrograma.

Para facilitar la comprensión de las características y organización del drenaje en la lengua glaciar aparentemente tan compleja, hemos elaborado la Figura 6-1, que explica el análisis detallado que acabamos de realizar y contiene las interdependencias entre las organizaciones de los diferentes sistemas de drenaje y las interrelaciones entre los diferentes tipos de flujo existentes.

Dicha figura explica el funcionamiento del acuífero establecido cuando actúa el proceso de la karstificación en la lengua glaciar, o si se prefiere, el proceso criokárstico.

Sin embargo, debemos añadir que cuanto antecede explica únicamente el comportamiento hidrogeológico de la zona de ablación de la lengua glaciar, que es donde el karst en hielo se establece y donde hemos realizado nuestras observaciones. En consecuencia, las precedentes ideas no son aplicables a la nieve de la zona de acumulación en la parte alta del glaciar, donde hay evidencias del establecimiento, en algunos casos, de pequeños acuíferos colgados por encima del firn, cuyo estudio no es abordable desde el punto de vista kárstico que preside el desarrollo de este libro.

OBSERVACIONES REALIZADAS SOBRE EL COMPORTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE LOS GLACIARES Y SUS IMPLICACIONES

De entre las últimas investigaciones realizadas, hemos seleccionado algunas de ellas, por su novedad, importancia y por representar una implicación importante en el conocimiento del **calentamiento global**.

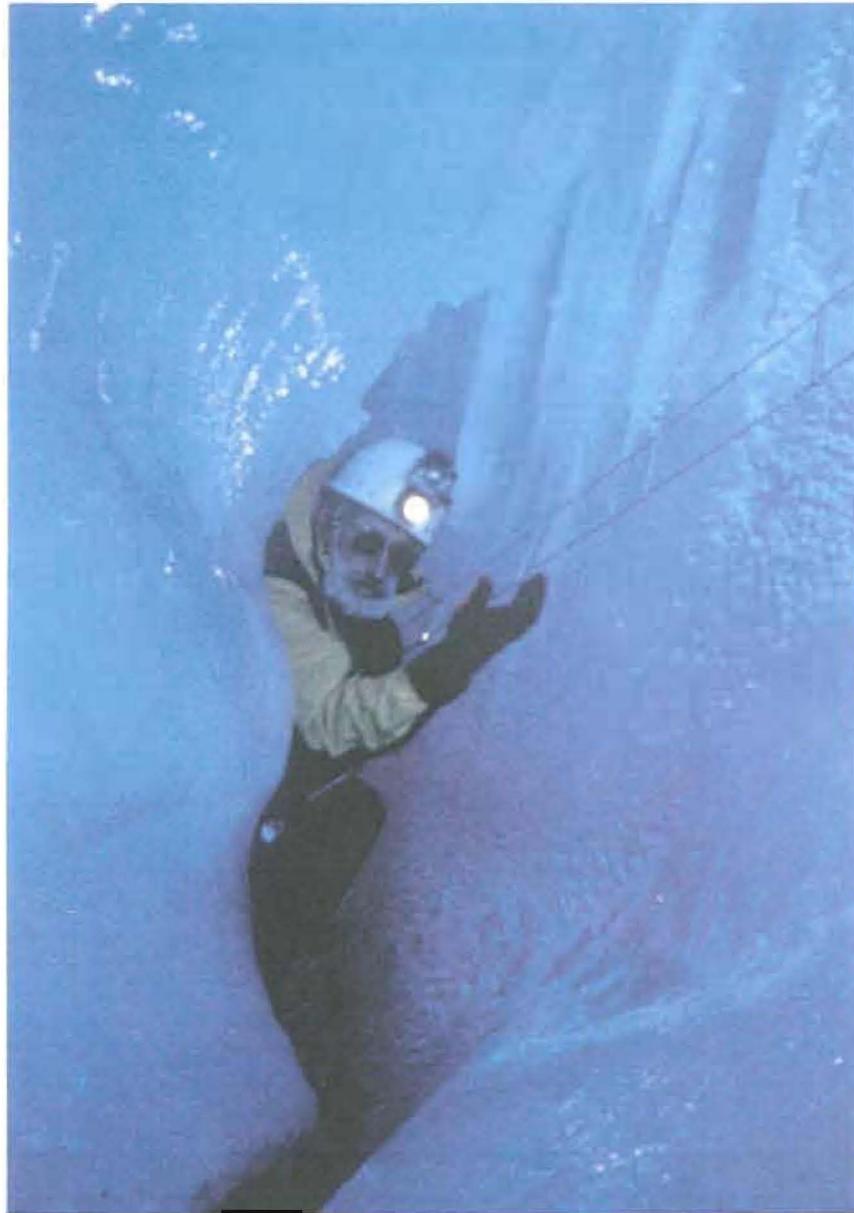


Lámina 41. Expedición NORTE MAGNÉTICO 91. En el interior del glaciar Grise Fiord, Ellesmere (Ártico Canadiense). (Foto Tatuk)



Lámina 42. Oso Blanco en Svalbard. Expedición SPITSBERG 85. (Foto Eraso)



Lámina 43. Casa de trampero de osos de principios del siglo XX. Ny Alesund. Expedición SVALBARD 92. (Foto Eraso)