

OBSERVACIONES GLACIOLÓGICAS EN LAS CERCANIAS DE LA BASE GENERAL BERNARDO O'HIGGINS, PENINSULA ANTARTICA

POR

HUBERT MILLER



Comunicaciones de la Escuela de Geología

N.º 8

Universidad de Chile
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Escuela de Geología

Santiago de Chile

Septiembre 1965

HUBERT MILLER



**OBSERVACIONES GLACIOLOGICAS EN LAS CERCANIAS DE LA BASE
GENERAL BERNARDO O'HIGGINS, PENINSULA ANTARTICA**

Comunicaciones de la Escuela de Geología

Nº 8

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
ESCUELA DE GEOLOGIA
SANTIAGO DE CHILE, 1965

OBSERVACIONES GLACIOLOGICAS EN LAS CERCANIAS DE LA BASE
GENERAL BERNARDO O'HIGGINS, PENINSULA ANTARTICA

por HUBERT MILLER.

RESUMEN

En el presente trabajo se describen observaciones glaciológicas hechas durante una permanencia de dos meses en el verano del hemisferio sur de 1964 en las cercanías de la Base chilena "General Bernardo O'Higgins" ubicada en el extremo norte de la Tierra de O'Higgins (Tierra de Graham). Los métodos de trabajo seguidos son expuestos detalladamente debido a la carencia de literatura en castellano al respecto.

El límite climático de las nieves eternas parece estar entre los 0 y 100 m s.n.m. Se observan dos sistemas de glaciares: uno formado por una glaciación de falda de cerro y de hielo de plataforma, y el otro, por una glaciación de tierras altas con varias lenguas de glaciares que llegan hacia el mar. La glaciación de plataforma se divide cerca de la costa en partes con poco movimiento y amplias corrientes de hielo. Estas últimas tienen una velocidad de unos 3 m por mes. La velocidad de descenso de una lengua de glaciar de la glaciación de tierras altas se estima en unos 10-15 m por mes.

El tamaño de los granos de neviza (1-5 mm) y la densidad de ella (0,48-0,56) en los dos metros superiores, evidencian una firnización más rápida que en la Antártica Oriental, siendo estos valores comparables a los obtenidos en el Artico oceánico.

Mediciones hechas con la rammsonde (sonda de percusión) dieron en los tres puntos medidos un máximo de dureza constante en profundidad, a los 20-25 cm; hasta la profundidad final de unos dos metros hay un aumento promedio de la dureza proporcional al cuadrado de la profundidad. Las capas relacionadas con cambios estacionales anuales se pueden distinguir por su grado de dureza.

Se describen suelos poligonales sin clasificación del tamaño de los clastos. Las estrías glaciales de dirección NW en la cumbre de la Isla Larga, antepuesta al continente, dan indicios de una anterior mayor extensión de los glaciares.

ABSTRACT

Glaciological observations are described, which were made during a stay of two months in the southern summer of 1964 in the environs of the Chilean Antarctic station "General O'Higgins" at the northern end of Graham Land. The methods employed are described in detail because of the

lack of literature in Spanish language referring to this.

The climatic snow-line seems to be between 0 and 100 m above sea level.

There are two "systems of glaciers" one of which consists of wall glaciation and plateau glaciers, the other of a highland glaciation with ice-streams leading to the sea.

The plateau glaciation dissolves at the coast into parts of poor motion (above morphologic ridges in the subsoil) and into ice-streams, which move at the rate of about 3 m a month. The rate of an ice-stream moving down from the highland is estimated at 10-15 m a month.

The size of the grains of firn (1-5 mm) and the density of firn (0.48-0.56) of the uppermost two meters of the firn bed correspond to values of the oceanic Arctic and testify for a substantially more quick process of changing into firn than has been known from all other Antarctic territories.

Measurements by rammsonde yielded a maximum of hardness at 20-25 cm constant as to the depth of all three spots of measuring and an average increase of hardness with the square of the depth till the final depth of about 2 m. Season bound layers can be distinguished by their hardness.

Polygon soils without sorting by the grain size are described. Striations, striking nord-west at the top of the Isla Larga extended in front of the continent, give a hint of a formerly advanced glacier-level.

ZUSAMMENFASSUNG

Es werden glaziologische Beobachtungen beschrieben, die während eines zweimonatigen Aufenthalts im Südsommer 1964 in der Umgebung der chilenischen Antarktis-Station "General Bernardo O'Higgins", am Nordende von Grahamland, gemacht wurden. Die angewandten Methoden werden wegen des Mangels an diesbezüglicher spanischsprachiger Literatur ausführlich dargestellt.

Die klimatische Schneegrenze scheint zwischen 0 und 100 m ü. NN zu liegen. Es finden sich zwei "höhere Gletscher-Systeme", deren eines aus Wandvergletscherung und Plateaugletschern, das andere aus einer Hochland-Vereisung mit zum Meer führenden Eisströmen besteht. Die Plateau-Vergletscherung löst sich an der Küste in bewegungsarme Teile und breite Eisströme auf. Die letzteren bewegen sich mit einer Geschwindigkeit von etwa 3 m pro Monat. Die Geschwindigkeit eines vom Hochland-Eis herabziehenden Eisstroms wird auf 10-15 m pro Monat geschätzt.

Die Grösse der Firnkörner (1-5 mm) und die Firndichte (0.48-0.56) der obersten 2 Meter der Firnschicht entsprechen Werten der ozeanischen Arktis und zeugen für einen wesentlich rascheren Verfirnungsprozess als er von anderen antarktischen Gebieten bekannt geworden ist.

Rammsonde-Messungen ergaben ein für alle drei Messpunkte tiefenkonstantes Härtemaximum bei 20-25 cm und bis zur Endtiefe von rund 2 m ein durchschnittliches Ansteigen der Härte mit dem Quadrat der Tiefe. Jahreszeitgebundene Lagen lassen sich nach ihrer Härte unterscheiden.

Polygonböden ohne Korngrössensortierung werden beschrieben. NW-streichende Gletscherschrammen am Gipfel der vorgelagerten Isla Larga geben einen Hinweis auf früher höheren Gletscherstand.

C O N T E N I D O

	Página
0. INTRODUCCION	4
1. SITUACION TOPOGRAFICA DE LA REGION DE INVESTI- GACION	4
2. CONDICIONES CLIMATICAS	6
2.1. <i>Vientos</i>	6
2.2. <i>Presión</i>	8
2.3. <i>Humedad</i>	8
2.4. <i>Temperatura</i>	8
2.5. <i>Precipitaciones</i>	8
2.6. <i>Resumen</i>	8
3. LIMITE CLIMATICO DE LA NIEVE Y LINEA DE LA NIEVE ANTIGUA	9
4. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS TIPOS DE GLACIA- RES EXISTENTES	9
4.1. <i>Problemas de la clasificación de los glaciares</i>	9
4.2. <i>Los glaciares que rodean el Cabo Legoupil</i>	10
4.2.1. <i>La combinación de Glaciación de Plataforma y de falda</i>	11
4.2.2. <i>El glaciar de Tierras Altas de la Tierra de Graham y sus salidas al mar</i>	12
5. MEDICIONES DE LOS MOVIMIENTOS DE LOS GLACIARES	13
5.1. <i>Metodología</i>	13
5.2. <i>Mediciones realizadas y su resultado</i>	15
6. NATURALEZA DE LA NEVIZA Y DEL HIELO	18
6.1. <i>Texturas en la neviza</i>	18
6.2. <i>Texturas en el hielo</i>	19
6.3. <i>Densidad de la neviza y de la nieve</i>	20
6.4. <i>Mediciones de dureza con la rammsonde</i>	21
7. CONSIDERACIONES SOBRE EL BALANCE DE LOS GLACIARES DE PLATAFORMA	23
8. FENOMENOS PERIGLACIALES	24
9. INDICIOS DE UNA MAYOR EXTENSION ANTERIOR DE LOS GLACIARES	24
AGRADECIMIENTOS	25
BIBLIOGRAFIA	26

O. INTRODUCCION

La estadía en la base duró del 12 de enero hasta el 9 de marzo de 1964, o sea ocho semanas. Desgraciadamente, el tiempo estuvo medianamente bueno sólo en las primeras tres semanas, en febrero se sucedió una tormenta tras otra e imposibilitó el trabajo en los glaciares ya que el paso entre la península, donde se encuentra la base, y el continente, sólo se puede franquear a pie con mareas excepcionalmente bajas; el uso de una embarcación es imposible cuando hay tormenta. Los primeros días se perdieron en el desempaque del equipaje y a partir de fines de febrero tuvieron que estar listos los instrumentos nuevamente para el viaje de regreso. Se comprende por lo tanto que el trabajo tuvo que limitarse a obtener una primera visión general de las condiciones glaciológicas para que en viajes posteriores se pudieran realizar investigaciones planeadas de antemano. La libertad de movimiento estaba restringida por la relativa abundancia de grietas en los glaciares de esta región que no permiten la realización de trabajos por una sola persona. Debido a la falta de personal en la base, sólo contadas veces pudieron obtenerse acompañantes.

En el presente trabajo se vuelven a exponer ciertos detalles técnicos y numerosos métodos que ya han sido descritos demasiadas veces, tomando en consideración la escasa literatura existente sobre estos temas en castellano.

Literatura comparativa sólo se encontró en forma limitada; por esta razón se citan algunos datos en forma indirecta y, muy a mi pesar, seguramente quedarán algunos trabajos importantes sin considerar.

1. SITUACION TOPOGRAFICA DE LA REGION DE INVESTIGACION

La Base O'Higgins se encuentra aproximadamente a los $63^{\circ} 19' 48''$ lat. S y a los $57^{\circ} 54' 00''$ long. W en una península que sólo se comunica con tierra firme durante mareas muy bajas (Península Schmidt) en la costa noroccidental de la Tierra de Graham. Esta costa forma aquí un cabo (Cabo Legoupil) que dista algo más de 30 km del extremo norte de la península antártica occidental (Fig. 1 y 3).

El Cabo Legoupil está rodeado por varias islas que tienen

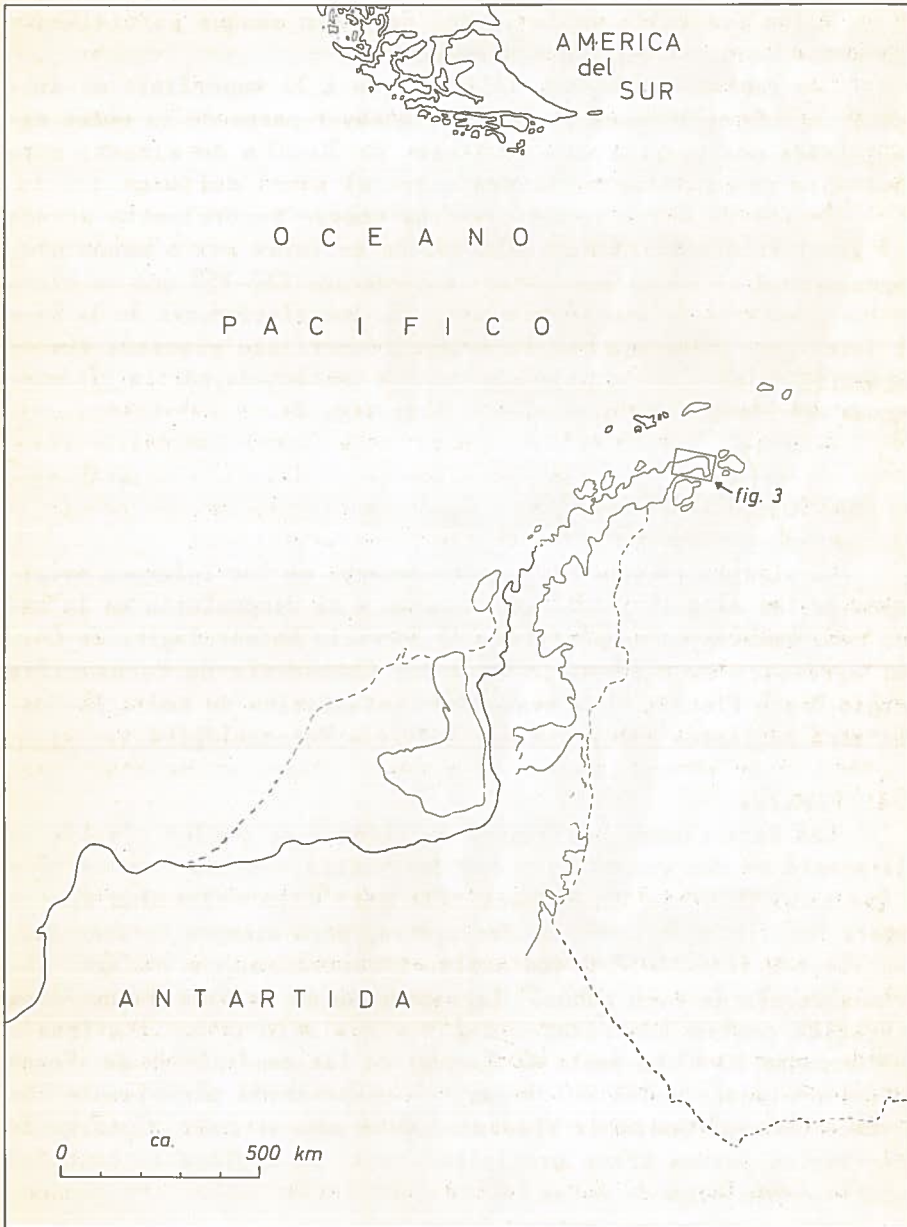


FIGURA 1

hasta 54 m de altura, los que junto con el cabo encierran el Puerto Covadonga (ver referente a esto y lo que sigue Lam. 1).

Todas las islas están libres de hielo aunque parcialmente cubiertas de nieve en forma permanente.

Los terrenos costeros sólo emergen a la superficie en dispersas salientes rocosas borderas. La mayor parte de la costa está formada por una barrera de hielo, de 30-50 m de altura, cuya base sólo en parte se encuentra sobre el nivel del mar.

Detrás de estas rocas costeras emerge generalmente a unos 6-7 km al interior, el subsuelo rocoso en forma más o menos continua como una cadena montañosa de dirección ENE-WSW que se eleva de los glaciares de pendiente suave. En los alrededores de la base se interrumpe sólo una vez la extensa superficie glaciada que se encuentra delante de la cadena montañosa mencionada, por la pirámide rocosa del Monte Jacquinot (474 m) (ver fig. 2).

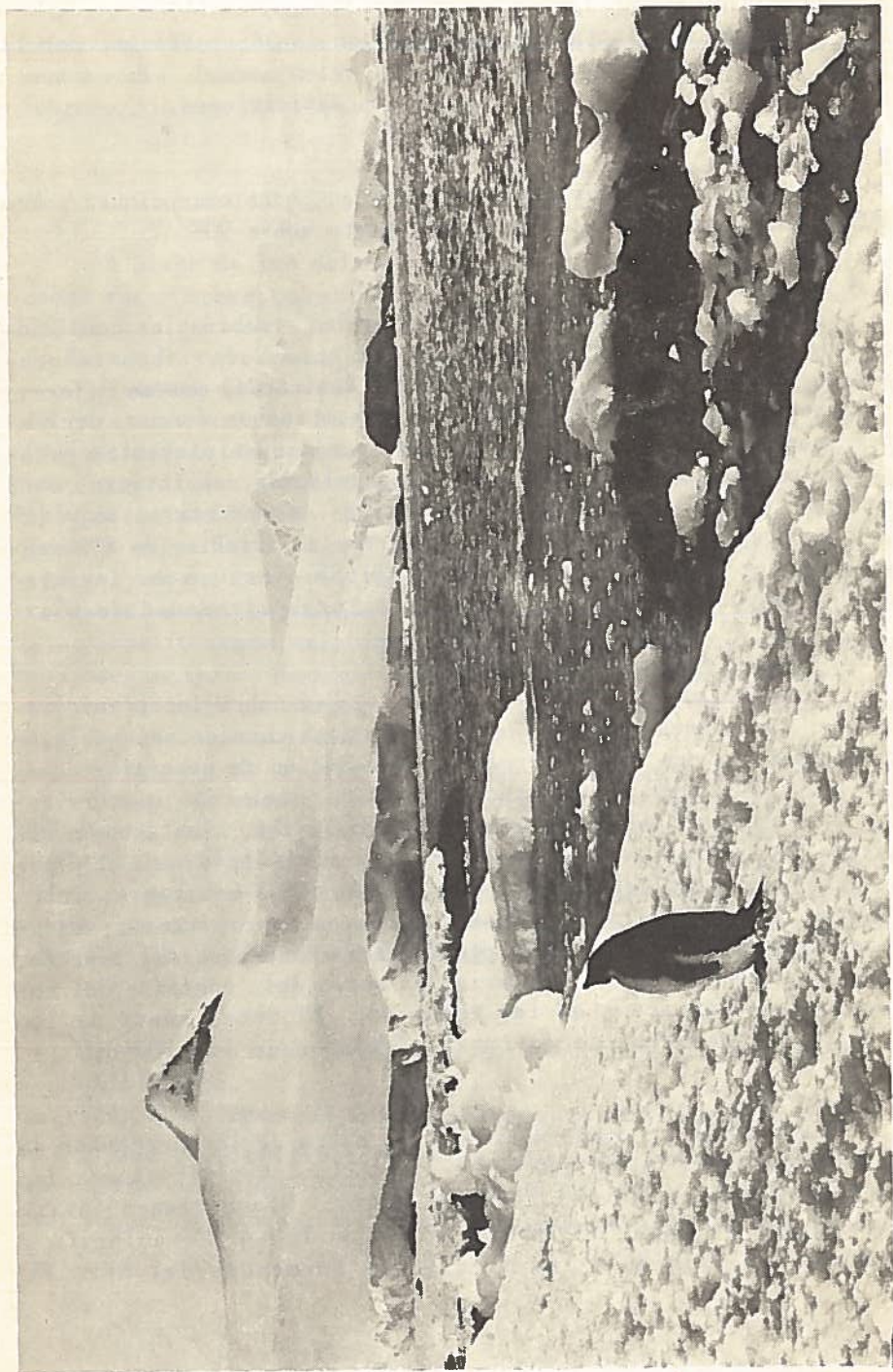
2. CONDICIONES CLIMATICAS

La siguiente exposición se fundamenta en los informes originales de los años 1957-1961 que estaban a mi disposición en la base, como también en manuscritos del Servicio Meteorológico de Chile; agradezco este servicio al señor Comandante de Escuadrilla Sergio Bravo Flores. Una evaluación estadística de todos los datos será publicada por parte del Servicio Meteorológico.

2.1. Vientos

Las direcciones dominantes de vientos se pueden clasificar claramente en dos grupos: los más frecuentes son los vientos SW y W que aportan masas de aire cálidas pero cuya velocidad apenas supera los diez nudos. Menos frecuentes, pero siempre huracanados, son vientos fríos S-SE-E que soplan arrastrados, con ráfagas extremas de más de cien nudos. La situación de la base que no está protegida contra los vientos del W y que sólo tiene una franja de tierra de 30-40 km hacia el E, explica las condiciones de tiempo excepcionalmente malas del lugar, en comparación por ejemplo con la Base Gabriel González Videla, 300 km más al sur. Como todos los vientos pueden traer precipitaciones, se explica la cantidad relativamente alta de éstas.

Figura 2 (véase al lado): Vista de la orilla Sur de la Península Schmidt hacia el Sur. A la izquierda el Monte Jacquinot (474 m s.n.m.). En el 2º plano a la extrema derecha se ve el frente de la corriente de hielo que baja de las tierras altas.



2.2. *Presión*

La presión fluctúa entre alrededor de 965 y 995 mb; por lo tanto se encuentra fuertemente bajo el valor normal. En esta región no se desarrollan nunca verdaderos anticiclones.

2.3. *Humedad*

La humedad relativa se encuentra con pocas excepciones sobre 80%; durante algunos meses casi únicamente sobre 90%.

2.4 *Temperatura*

Al igual que los valores de la humedad, también las condiciones de las temperaturas son puramente oceánicas. Los valores medios de las máximas y mínimas diarias dentro del mes se diferencian raras veces en más de 6-8°. En los meses de verano, diciembre, enero y febrero, la temperatura promedio se encuentra generalmente hasta 2° sobre el punto de congelación; en invierno está entre 8-12° bajo el punto de congelación. Temperaturas bajo 10° sólo ocurren durante condiciones de tiempo de irradiación ("Strahlungswetter") o durante tormentas del SE; incluso en invierno pueden ocurrir (con viento N) temperaturas alrededor de 0°.

2.5 *Precipitaciones*

Desgraciadamente no se puede dar datos sobre las precipitaciones, que tienen especial importancia para consideraciones glaciológicas, ya que los instrumentos de medición de precipitaciones que se utilizan en la base serían incluso totalmente insuficientes para regiones con condiciones menos difíciles. Los datos sobre altura de la nieve no dan informaciones sobre la densidad y por lo tanto son igualmente inservibles. De todas maneras es interesante que después de los meses pobres en precipitación -enero y febrero- comienzan en marzo precipitaciones en general fuertes. las que ponen fin en consecuencia, ya antes del comienzo del invierno, a la ablación de las reservas. El total anual de las precipitaciones debe encontrarse alrededor de los 100 cm.

2.6. *Resumen*

En resumen se puede decir que el clima de las cercanías de la Base O'Higgins es en extremo oceánico con precipitaciones que caen en su mayor parte en forma de nieve. Nieve blanca (drift snow) juega un papel de importancia como factor de ablación y acumulación, debido a las frecuentes tormentas del SE. El

alto contenido en humedad del aire reduce considerablemente la parte de la evaporación en la ablación; la mayor parte de la ablación seguramente ocurre por fusión durante los meses de diciembre hasta febrero.

3. LIMITE CLIMATICO DE LA NIEVE Y LINEA DE LA NIEVE ANTIGUA.

A pesar de las dificultades para pronunciarse en definitiva sobre estos conceptos difíciles de fijar y definir, debe tratarse de decir algo sobre la posición altitudinal del límite climático de la nieve y de las líneas correspondientes.

KOERNER (1961, pág. 1072) estima que la línea climática de la neviza (climatic firn line) se encuentra en la costa W de la Península Trinidad a menos de 150 m s.n.m. Según mis observaciones, superficies planas a pocos metros de elevación s.n.m. como se encuentran por ej. en el extremo sur de la Isla Larga y en islas menores entre Isla Larga y la Península Schmidt, quedaron en parte todo el verano cubiertas de nieve, lo que indicaría una posición vecina al nivel del mar del límite climático de la nieve.

Por lo menos vale esto para la "Línea de la nieve antigua" en los glaciares (Definición según HOINKES y RUDOLPH, 1962), ya que en la costa no desapareció en ningún momento la capa de nieve antigua en forma uniforme sobre los glaciares.

Después de un día con tiempo de radiación caluroso, por otra parte, se encontró la superficie del glaciar, hasta a más de 200 m de altura, moteada de manchas grises de neviza vieja, lo que sugiere una posición más elevada de la "Línea de la nieve antigua". En el promedio, el límite climático de la nieve debe situarse entre 0-100 m s.n.m.; una respuesta más exacta no correspondería sino a simular una exactitud que no puede lograrse en principio.

4. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS TIPOS DE GLACIARES EXISTENTES.

4.1. *Problemas de Clasificación de los Glaciares.*

Una caracterización de los glaciares que aparecen en las cercanías de la Base O'Higgins, dentro del radio de observaciones del autor, se encuentra con dificultades en cuanto a que una cla-

sificación de glaciares que sea satisfactoria y comprenda la diversidad de todos los tipos, no existe hasta el presente.

Como lo destacara claramente SCHNEIDER (1962): una nomenclatura de los glaciares debe apoyarse en los factores determinantes para cada glaciar particular, clima (quizás sea mejor decir: balance) y morfología. Una clasificación solamente según características climáticas (p. ej. Lliboutry 1956), o sólo morfológicas, corresponde tan poco al fenómeno de los glaciares como una nomenclatura puramente geográfica según los sistemas montañosos donde aparecen determinados tipos en forma destacada (tipo "Himalaya", tipo "noriego"). El completo rechazo de una clasificación morfológica a favor de una de tipo geodésico como la propone BAUER (1956) no se justifica tampoco según mi parecer, ya que un glaciar no es sólo un fenómeno hidrológico y cartográfico sino también un fenómeno geomorfológico. Solo una nomenclatura que comprende ambas maneras de enfocar el problema -"modo de existencia" y forma- puede ser completamente satisfactoria. Quizás sólo un tipo de nomenclatura binaria resolverá el problema.

SCHNEIDER (1962) ha dado ya una clasificación muy utilizable, aunque parcialmente todavía demasiado grosera, de los glaciares que se encuentran en latitudes bajas y medias. Se dificulta la nomenclatura en particular en aquellas regiones donde aparecen glaciares que habían sido denominados y clasificados a menudo (en forma equivocada) o como "lenguas" sin su "hinterland", o sólo como calota de hielo sin sus lenguas (sistemas glaciales abiertos según SCHNEIDER 1962).

Por ejemplo, en Patagonia se habla muchas veces por una parte de "inlandsis" y por otra de un gran número de "glaciares", a pesar de que los llamados "glaciares" no son más que lenguas, y que el "Inlandsis Patagónico" no es una masa de hielo que sumerge en forma pareja toda la morfología siguiendo su propia ley de movimiento (=Inlandsis), sino sólo es la suma de las amplias regiones conexas de alimentación de las lenguas que lo drenan.

En consecuencia falta hasta hoy una nomenclatura para los glaciares de balance conexo, pero de tan fuerte estructura morfológica que sus partes deben ser y pueden ser examinadas bajo hipótesis distintas. Quizás se podría emplear como término global la expresión "Sistemas de Glaciares de Mayor Rango" para estos glaciares.

4.2. *Los glaciares que rodean el Cabo Legoupil.*

En la región investigada aparecen dos de estos sistemas de

glaciares de mayor rango.

4.2.1. La combinación de Glaciación de Plataforma y de Falda

La faja costera de la Tierra de Graham se encuentra cubierta por una masa de hielo de unos 6-7 km de ancho en las cercanías del Cabo Legoupil; en una faja interior (3 - 4 km de ancho) está sólo débilmente ondulada y tiene una pendiente promedio en la superficie de 2°. Hacia la costa aumenta la pendiente que llega en algunos puntos a los 10°. En esta parte de mayor pendiente se observa una diferenciación clara en dorsos cubiertos de hielo con escasas grietas y corrientes con abundantes grietas que fluyen en forma activa. Más cerca de la cadena de montañas que limita estos campos de hielo en el SE, aparece un uniforme "glaciar".

Es probable que a la plataforma alejada de la costa corresponda efectivamente en el subsuelo una superficie planizada que podría subir de los 150 a los 250 m hacia la cordillera. El subsuelo de la faja costera exterior de 2-3 km de ancho se estructura probablemente en depresiones y lomas. En parte se encuentra la base del glaciar bajo el nivel del mar, como muestran sobre todo los sondeos entre la Península Schmidt y la Isla Pingüinera.

Inmediatamente al este de la base parece extenderse al contrario una loma morfológica debajo del hielo en dirección al interior, ya que sólo de esta manera se podría explicar la estructura destacada del campo de hielo, cerrado más al interior, dividido en dos "corrientes" a ambos lados del Morro Rancagua.

En el segundo plano de esta faja costera se eleva una cadena de montañas bastante continua hasta unos 500 m por sobre la llanura. Sus flancos NW son casi todos escarpados y cubiertos de glaciares con abundantes grietas, que corresponden al tipo definido por SCHNEIDER (1962) como *glaciar de falda de cerro*. Esta glaciación se diferencia por lo tanto morfológicamente del *glaciar de plataforma* que hemos descrito más arriba, aunque pertenece a este tipo en cuanto a su balance, ya que la glaciación de falda de cerro pasa en forma insensible al glaciar de plataforma. Juntos constituyen un sistema glaciar.

Debido a su desarrollo en gran extensión, se puede denominar en propiedad glaciar de plataforma el glaciar sobrepuesto a la faja costera. La expresión "glaciar de piedmont" (p. ej. en KOERNER 1964) estaría fuera de lugar, a pesar de la ubicación del glaciar al pie de una cadena de montañas, ya que con este nombre deben ser clasificadas principalmente partes

de glaciares delante de una región montañosa que se extienden en forma de lenguas de glaciares de tierras altas o de redes de corrientes glaciares.

El espesor de los glaciares de plataforma no excedería de los 100 a máximo 150 m en ninguna parte.

4.2.2. *El Glaciar de Tierras Altas de la Tierra de Graham y sus salidas al mar.*

El espacio detrás de la cadena bordera se encuentra relleno por el hielo hasta el borde. Sin investigaciones más a fondo no es posible decidir en definitiva como debería clasificarse este cuerpo glacial. Parece asemejarse más a los glaciares de la Patagonia y diferenciarse de este tipo, difícil de clasificar, sólo por una glaciación más fuerte a menor altura s.n.m. La denominación "Glaciar de Tierras Altas" (highland-glacier) según AHLMANN (1933) (1) podría probablemente reproducir mejor el carácter del campo glacial.

Al sur del monte Jacquinet fluye desde este glaciar una corriente de hielo de varios kilómetros de ancho, fuertemente desgarrada hacia el mar; en las cercanías de la base esta es la única posibilidad de transporte para el hielo que se junta detrás de la cadena bordera. Debido a un movimiento muy fuerte, según todas las indicaciones esta corriente penetra mucho más allá de la línea general de la costa hacia el mar libre.

Esta corriente que queda dentro del sistema de glaciares de plataforma descrito bajo 4.21, pero que es independiente de éste, representa, junto con el glaciar de tierras altas un segundo "sistema de glaciares".

Hay que considerar que prácticamente toda la superficie glacial de ambos sistemas se encuentra todavía en la zona de alimentación, o sea que la ablación de las reservas de hielo se produce casi exclusivamente por partición. (Calving).

Sería de extraordinario interés para el futuro hacer una comparación del balance de los glaciares de plataforma (la glaciación de falda de cerro juega un papel relativamente pequeño en el balance total) con el del sistema "glaciar de tierras altas-corrientes de hielo". Durante nuestra corta permanencia sólo fué posible desgraciadamente, obtener conocimientos de primera instancia y poco seguros sobre la glaciación de plataforma.

(1) Tomado de BAUER (1956)

5. MEDICIONES DE LOS MOVIMIENTOS DE LOS GLACIARES

5.1. Metodología

La medición exacta de la velocidad de un punto en un glaciar es un problema puramente topográfico. Uno o varios puntos en el glaciar son marcados con señales y medidos repetidas veces desde puntos fijos con el teodolito. Las diferencias de posición resultantes de la misma señal durante las distintas mediciones, divididas por la diferencia de hora dan la velocidad del punto en cuanto a cantidad y dirección.

El levantamiento terrestre-fotogramétrico, utilizado sobre todo por RICHARD FINSTERWALDER y sus alumnos, facilita mucho el procedimiento pero hace necesario el empleo de un fototeodolito como instrumento de medición.

En los grandes campos de hielo existen dificultades técnicas extraordinariamente grandes para efectuar las mediciones, debido a la falta de puntos fijos de referencia. También en nuestra zona no fué fácil encontrar una solución a este problema, en primera instancia por los medios relativamente primitivos a disposición del autor.

Para las mediciones y cálculo de los datos, el autor utilizó el siguiente ventajoso método:

Desde los extremos de una base AB cuyo largo es conocido (2) se mide con el teodolito el ángulo entre el otro extremo de la base y la señal que debe ser medida. La posición del punto se puede expresar mejor en coordenadas con relación al punto base A como origen y la base como abscisa. Las coordenadas de un punto cualquiera P resultan en el plano, de las ecuaciones:

$$x_p = \frac{c \cdot \operatorname{sen} \beta}{\operatorname{sen} \gamma} \cdot \cos a \quad (1)$$

$$y_p = \frac{c \cdot \operatorname{sen} \beta}{\operatorname{sen} \gamma} \cdot \operatorname{sen} a \quad (2)$$

(2) El largo de la base no necesita ser conocido exactamente. Basta en general, alargar una recta corta, medida con huincha, mediante triangulación. Para mediciones de precisión es importante por otra parte, que los puntos de base extremos del primer y segundo levantamiento sean exactamente iguales.

Para una mejor comprensión se describe la deducción de estas ecuaciones: Está dado el largo de la base c y también por las mediciones, los ángulos α , β , y γ . En la figura 4 se observa que

$$x_p = b \cdot \cos \alpha \quad (3)$$

$$y_p = b \cdot \sin \alpha \quad (4)$$

Por el teorema de los senos tenemos sin embargo

$$b = \frac{c \cdot \sin \beta}{\sin \gamma} \quad (5)$$

Esta expresión sustituida en las ecuaciones (3) y (4) da las fórmulas (1) y (2).

Para incluir también las variaciones en la altura de los puntos de medición, hay que incluir el ángulo de altura ϕ medido desde el punto base A hacia P. La posición en altura resulta entonces de la ecuación:

$$z_p = \frac{c \cdot \sin \beta}{\sin \gamma} \cdot \operatorname{tg} \phi \quad (6)$$

Si por cualquier motivo no se encontrara el punto A en el origen de la base de coordenadas empleada, y si esta base no fuera paralela a la línea que une los puntos de medición A y B, hay que corregir los resultados en las coordenadas de A y el ángulo δ entre AB y la base. Las ecuaciones son entonces:

$$x_p = x_A + \frac{c \cdot \sin \beta}{\sin \gamma} \cdot \cos (\alpha + \delta) \quad (7)$$

$$y_p = y_A + \frac{c \cdot \sin \beta}{\sin \gamma} \cdot \sin (\alpha + \delta) \quad (8)$$

$$z_p = z_A + \frac{c \cdot \sin \beta}{\sin \gamma} \cdot \operatorname{tg} \phi \quad (9)$$

Fracasó el intento de trabajar en forma taquimétrica porque las mediciones de longitud con este método resultan demasiado inexactas frente a las reducidas velocidades de los puntos del glaciar medidos. Además, la taquimetría es inadecuada para trabajar en glaciares con numerosas grietas también por el hecho de que se necesitan para el levantamiento por lo menos cuatro personas: observador, portador de mira, y una persona más por cada uno de los anteriores para asegurarle mediante una cuerda. Al contrario me fue posible realizar el trabajo de triangulación solo, hasta donde los puntos de base fueran fácilmente accesibles. Para el caso de que puntos importantes no puedan ser observados desde la base utilizada, hay que preferir la construcción de una nueva base desde el último punto observable hacia un punto auxiliar y desde allí la triangulación, a una continuación taquimétrica del levantamiento. Las coordenadas de los puntos medidos de esta última manera deben ser calculadas según las fórmulas (7,8,9) mencionadas más arriba.

5.2. Mediciones realizadas y su resultado.

Durante nuestra permanencia se colocaron dos hileras de estacas en la neviza de las superficies de glaciares accesibles; luego se midieron las posiciones de estas estacas dos veces desde puntos de posición conocida.

El perfil N^o 2 tenía una dirección ENE desde el pie del monte Jacquinet; se le midió desde las cumbres de la Isla Kopaitic y de la Isla Larga con un teodolito Wild T 2 y debía determinar la velocidad de la corriente glaciar que corre entre el Monte Jacquinet y el Morro Rancagua. Resultó que el movimiento dentro del tiempo de observación era inferior al error de medición que se produjo a raíz de un cambio en una señal de la Isla Kopaitic durante una tormenta. Una estimación del error y de los desprendimientos de hielo en el frente del glaciar permite suponer que la velocidad no excede 20-30 m por año.

Además resultó de la ubicación del perfil N^o 2 que las estacas de madera de alerce (4 x 4 cm) empleados a causa de su mejor visibilidad, no son apropiados para las condiciones antárticas. De las seis estacas se quebraron cuatro en el curso de un mes a causa del viento lo que no ocurrió con las estacas de bambú que se usaron en otra parte.

Al mismo tiempo que se colocaron estas seis estacas en las cercanías del Monte Jacquinet, se ubicaron dos en P 3 en el "camino de subida" (ver lámina N^o 1) que fueron medidas, también sin resultado.

El perfil N^o 1 iba desde el Morro Rancagua paralelo a la costa hacia el N y E (ver lámina N^o 2). Como puntos de base sir-

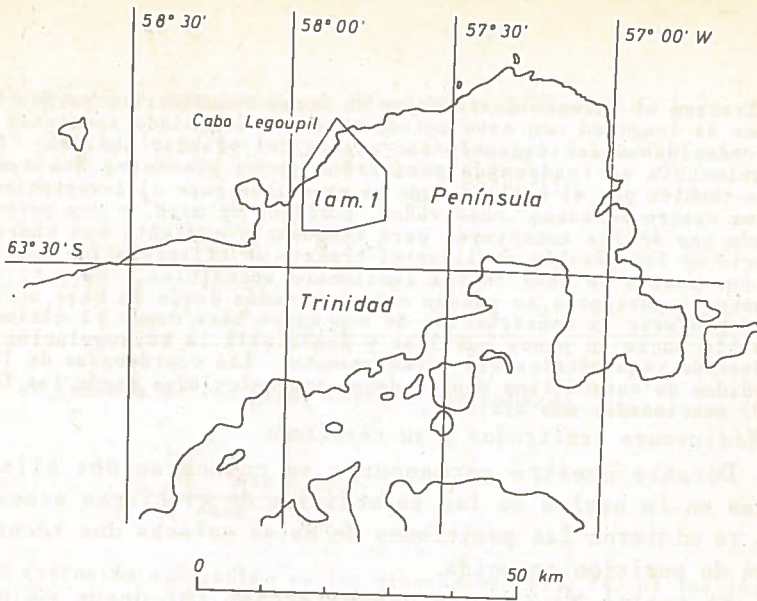


FIGURA 3

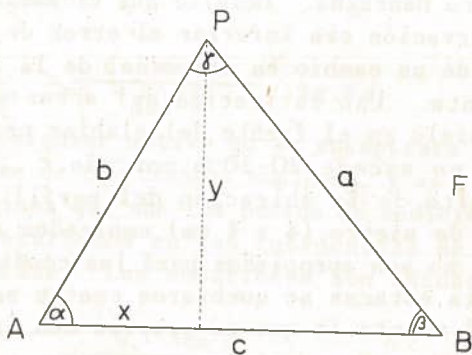


FIGURA 4

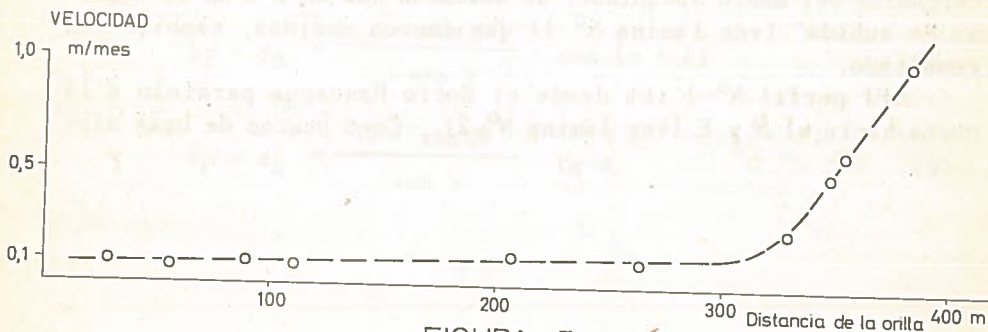


FIGURA 5

vieron una señal, 1,5 m detrás de la señal de cumbre del morro y una vieja señal de concreto (T 1) al W del edificio de la base. La primera medición se realizó el 18. 1. 1964, la segunda el 19. 2. 1964; después de 32 días. El instrumento empleado para los postes 4-10 fue un teodolito Wild T 16; las estacas 1-3 y H se midieron con ayuda del mismo teodolito en forma taquimétrica. Por esta razón apareció una inexactitud considerable que, por sobremedición dentro del triángulo 3H2, sólo pudo ser disminuída, pero no eliminada. No debería ser superior a un 30% para los valores de x y considerablemente menos para los valores de y , asegurándose así hasta cierto punto la exactitud de los rasgos fundamentales de los resultados.

La estaca N^o 6 fué trasladada por un descuido después de la primera medición y por lo tanto no proporcionó un valor para la velocidad.

Además habría que poner en claro antes de describir los resultados:

Primero, que las mediciones sólo toman en cuenta la componente horizontal de los movimientos,

Segundo, que sólo se pudo determinar la velocidad de verano que puede diferir de la del invierno, y por lo tanto considerablemente, del promedio anual.

Como se puede ver de la lámina N^o 2 y la figura 5, la evaluación de las mediciones para las estacas 5-10 dió movimientos NW con velocidades de aproximadamente 0,1 m por mes. La estaca N^o 1 tenía una velocidad de 1,0 m/mes. Al aproximarse desde esta estaca hacia la estaca N^o 5 disminuye la velocidad en forma sistemática, unido a una rotación de la dirección del movimiento desde NW (estaca, 1, 2, H) hacia W (estaca 4).

Es posible que entre el Morro Rancagua y la estaca 5 la velocidad en general sea igual a cero ya que un error sistemático de este tipo parece bien posible. Si se supone la existencia de este error y una corrección de los demás valores alrededor del valor promedio de las velocidades bastante constantes de las estacas 5-10, cambiarían la dirección y cantidades de velocidad de 1-4 en algo; sin embargo siguen en pie los hechos del aumento de la velocidad hacia afuera y la rotación de la dirección del movimiento en el área de las estacas 4 y 5.

Figura 5 (Véase al lado): La velocidad del hielo al lado NE del Morro Rancagua (proyectada desde las estacas 1 - 10 a la "línea de perfil" en lámina 2). Se aprecia el aumento brusco del movimiento en el área de las últimas estacas.

Tomando en consideración estos razonamientos, se puede resumir el resultado de las investigaciones sobre la velocidad como sigue:

Entre el Morro Rancagua y la roca más próxima libre de hielo hacia el N se encuentra un cuerpo de hielo (o neviza) prácticamente en calma. Más allá de esta zona corre un glaciar desde la plataforma cubierta de hielo que se encuentra delante de la cordillera; este glaciar se mueve con relación al campo de hielo mencionado que está totalmente o casi totalmente en reposo; la velocidad del glaciar aumenta rápidamente desde la "orilla". Los puntos de medición nos. 1 y 2 se encuentran ya al interior de una zona de grietas. El material en el límite entre el "hielo en movimiento" y el "hielo sin movimiento" (estacas 3 y 4) indica una componente de movimiento perpendicular a la dirección principal del flujo tal como ha sido descrita por ej. también por MEIER (1960, pág. 21 y sig.) en el glaciar Saskatchewan en Canadá, y por DRYGALSKI y MACHATSCHEK (1942, pág. 116) en la gran corriente glaciar de Karajak (Groenlandia).

Es de suponer que la velocidad crece hacia el centro de la corriente glaciar, o sea hacia NE, hasta aproximadamente 2-3 m/mes.

Koerner (1961, pág. 1073) indica para el piedmont de hielo, "ice piedmont", entre la bahía de Hope y la de Trepassey una velocidad de 0,004 m/día (=0,12 m/mes) lo que correspondería al movimiento de la capa de hielo inmediato al Morro Rancagua.

El "ice piedmont" entre el Glaciar Victory y el Glaciar Russell East (frente a la isla James Ross) se mueve con una velocidad de 0,10 m/día (=3,0 m/mes) o sea con la supuesta velocidad de las corrientes glaciares que corren a ambos lados del umbral del Morro Rancagua. La velocidad de 0,011 km/año (aprox. 1 m/mes), dada por LORIUS (1962) para el acantilado de hielo (ice cliff) en la Tierra Adélie, corresponde también en la escala de valores a las encontradas cerca de la Base O'Higgins.

La corriente glaciar que desciende al sur del Monte Jacquinet del altiplano hacia la costa, debería tener una velocidad aproximada de 10-15 m/mes, en forma análoga a los glaciares Russell East y Victory de la costa oriental (Mediciones de KOERNER, 1961).

6. NATURALEZA DE LA NEVIZA Y DEL HIELO

6.1. *Texturas en la neviza.*

Las mediciones con la rammsonde demostraron un evidente cambio de capas de neviza duras y blandas (ver capítulo 6.4).

En los dos socavones (puntos de medición 1 y 4 en láminas 1 y 3) se observa que la neviza está además compenetrada fuertemente por capas de hielo de 0,5 - 2,0 cm de espesor y excepcionalmente por capas más gruesas.

Es probable que estas capas de hielo aparezcan a consecuencia de una recongelación de las aguas de deshielo primaverales, al escurrir éstas hacia capas de nieve que se encuentran bajo el punto de congelación (ver AMBACH, 1961). En el socavón cercano a la costa (punto de medición 1), la formación de capas de hielo es "autocatalítica"; las capas más espesas de hielo actúan allí como horizontes de acumulación de agua. El agua de deshielo que escurre en los meses de verano, abundantemente, como "agua subterránea" bajo la superficie, queda en gran parte detenida allí al comenzar el período de heladas y conduce a la formación de grumos de hielo en forma irregular.

En el socavón del punto de medición 4 se midió, aproximadamente cada 30 cm el tamaño de los granos de neviza. El diámetro de los granos se encontró tener un valor promedio de 1-2 mm; entre 115 y 160 cm de profundidad se encontró un máximo, con granos hasta de 5 mm diámetro. Los granos en general tienen los cantos bien redondeados.

Como comparación pueden servir los siguientes datos: LOEWE (1956, pág. 91), indica de Tierra Adélie que el tamaño de los granos hasta 10 m de profundidad no excede de 1 mm; STEPHENSON y LISTER (1959, pág. 429) mencionan que en Southice (82° S, 29° W) los granos entre 0-10 m tienen un tamaño promedio de 0,6-1,05 mm. En el glaciar White en la isla Axel Heiberg (Islas del Canadá del Norte, aproximadamente 80° N) por otra parte, MÜLLER (1961, págs. 50-51) encontró valores para las tres capas anuales más recientes de 0,5 - 6 mm o sea, estarían de acuerdo con los datos de Cabo Legoupil. Con esto se indica el parecido de la condición de la neviza al que nos referimos también en el capítulo sobre la densidad de ésta, con las regiones árticas con clima oceánico.

6. 2. Texturas en el hielo.

El hielo de glaciar sólo fué examinado en témpanos cuyo origen era incierto.

Se presentó frecuentemente la existencia de fajas marcadas con capas blancas y transparentes. En las bandas transparentes se observaron hileras de burbujas de aire alargadas y ordenadas, que alcanzaban hasta 1,5 cm de largo y 0.15 cm de diámetro cada una.

La granulación del hielo glaciar pudo observarse algunas veces en los témpanos; mostraba una textura usual alotriomórfica, de granos gruesos, con superficies granulares redondeadas a grandes rasgos. Formas dentadas se presentaron sólo raras veces y poco

marcadas; en parte se observaba una verdadera "estructura de adoquines". El tamaño de los granos variaba para los trozos de hielo examinados entre 0,3 y 4,0 cm.

6.3 Densidad de la neviza y de la nieve.

La densidad de la neviza, cuyo conocimiento tiene importancia para juzgar la velocidad de la diagénesis de la nieve y para el cálculo de la reserva de precipitación anual, fué determinada en dos puntos. Las mediciones se hicieron pesando el contenido de un cilindro de acero de 502 cm³ de volumen con una pesa de resorte.

En el punto 1 (ver lámina 1) se encontró una densidad de $0,511 \pm 0,006$, valor obtenido de diez mediciones en la superficie de la capa de neviza empapada de agua.

En el punto 4 se midió la densidad en siete lugares en un socavón de dos metros de profundidad que atravesaba tres capas anuales distintas. Los datos exactos pueden obtenerse de la lámina 3; oscilan entre 0,48 y 0,56.

La densidad de la nieve de acarreo recién depositada por el viento se determinó en $0,25 \pm 0,01$. Como por lo menos la mitad de la masa de nieve se deposita en forma de nieve de acarreo, esta cantidad indica un valor inicial aproximado para el proceso de compactación.

LOEWE (1956, pág. 83) comunicó desde Tierra Adélie densidades de 0,20 - 0,27 para nieve caída durante tiempo con viento moderado; con viento fuerte se encontraron allí densidades entre 0,36 y 0,50 con un promedio de 0,40 - 0,41.

Las densidades obtenidas en la zona de trabajo (3) no pueden compararse con las cifras considerablemente menores de la Antártida Oriental y del inlandsis de Groenlandia, como se puede ver en la tabla 1, ni con las altas densidades de los Alpes. Al contrario, se encuentran en orden de magnitud de los datos alcanzables en la región oceánica del Artico Norte. Este resultado era de esperar en razón de la similitud de los climas. Las temperaturas que se ubican durante los tres meses de verano en promedio sobre

(3) KOERNER (1964) comunica resultados semejantes de la costa E de la Península Trinidad.

0° conducen necesariamente a abundantes procesos de fusión y con estos a una nevización mucho más rápida de la nieve que la que se produce en las regiones frías del inlandsis.

6.4. Mediciones de dureza con la rammsonde

La medición de la resistencia mecánica que opone la nieve y la neviza a la penetración de la punta de una sonda cónica, permite en forma rápida y sencilla deducciones de las propiedades de la neviza a profundidades determinadas.

Para la resistencia a la penetración R a una profundidad determinada vale la ecuación.

$$R = G + M \cdot h \cdot \frac{n}{dz}$$

donde G = masa de la sonda completa incluso peso de caída

M = masa del peso de caída

h = altura de caída del peso

n = número de golpes

dz = profundidad de penetración debido a los golpes

Las mediciones (ver lámina 3) dieron como resultado variaciones rítmicas de dureza según la profundidad, que pueden atribuirse a cambios estacionales anuales, y que por lo tanto proporcionan índices para la datación. Dos resultados adicionales, que son totalmente inciertos debido al pequeño número de investigaciones, parecen insinuarse.

1. Se encuentra un máximo de dureza a los 20-25 cm de profundidad en los tres puntos de medición, cuya profundidad constante llama mucho la atención. Se trata seguramente allí no de una estratificación primaria, sino de procesos secundarios de compactación que se supone tengan que ver en alguna forma con oscilaciones diarias de procesos de fusión y congelamiento.

2. En los primeros metros de la capa de neviza parece aumentar en promedio la dureza con el cuadrado de la profundidad. Para una mejor demostración de esta dependencia cuadrática, se indicó en la lámina 3 \sqrt{R} en vez de R en relación con la profundidad. Considerado en conjunto, se observa un aumento más o menos lineal de \sqrt{R} con la profundidad, o sea un aumento de R proporcional al cuadrado de la profundidad.

T A B L A N° 1

Densidades de la neviza o de la nieve en capas superficiales de diferentes regiones

Región	Lugar	Autor	Profundidad (m)	Edad (años)	Densidad
Antártida 80 S 28 W	Southice	Lister 1960	0 - 2	0 - 10	0,36
Antártida 78 S 107 E	Vostok	Sandved 1964	0 - 1	?	0,30 - 0,35
Antártida 70 S 24 E	Roi Baudoin	Tongiorgi et al. 1962	0 - 3	0 - 5	0,40 - 0,50
Antártida 69 S 139 E	Charcot	Lorius 1962	0 - 4	?	0,40 - 0,46
Antártida 66 S 111 E	Wilkes Land	Hollin y Came- ron 1961	0 - 5	0 - 20	promedio 0,45
Groenlandia	Eismitte	Sorge 1935 (de Loewe 1956)	1 - 3	?	0,36 - 0,41
Alpes Occ.	Glaciar Aletsch	Kasser 1956	Superfic.	0 - 1	0,52 - 0,76
Alpes Or.	Hintereis- ferner	Hoinkes y Rudolph 1962	0 - 2,5	0 - 1	0,50 - 0,68
Islas del Norte de Canadá 79 N 91 W	Glaciar White	Müller 1961	0 - 0,9	0 - 3	0,38 - 0,58
Spitzbergen Occidental	Kongsfjor- den	Mellor 1957	0 - 2	0 - 3	0,51 - 0,61
Antártida (Tierra de Graham) 63 S 58 W	Base O'Hig- gins	Miller 1965	0 - 2	0 - 2,5	0,48 - 0,56

7. CONSIDERACIONES SOBRE EL BALANCE DE LOS GLACIARES DE PLATAFORMA.

La velocidad estimada de los glaciares de plataforma, obtenida a partir de las mediciones, puede ser comprobada en una primera aproximación con ayuda de consideraciones sobre su balance.

Tomamos las reservas anuales de 1962 y 1963, obtenidas de las mediciones con la rammsonde en el punto 3, como la acumulación media neta para la plataforma entre la costa y la cordillera, incluida la glaciación de falda. La reserva encontrada es de 65 cm de neviza por año con una densidad promedia de 0,52. Transformado esto en hielo glaciario con una densidad aproximada de 0,9 da 38 cm de hielo por año. Si consideramos la superficie comprendida entre las líneas de puntos y rayas de la lámina 1 (sobre la curva de nivel de los 50 m y al mismo tiempo límite de neviza y -debido a la altura de la barrera de hielo- límite inferior de los glaciares) de unos 24 km², como zona de acumulación, y si consideramos el valor de 38 cm de hielo como cantidad de aumento anual como representativo para toda la superficie, resulta un aumento anual de 0,38 m x 24.000.000 m² o 9.120.000 m³ dentro de la zona en consideración. Esta cantidad debe entonces pasar anualmente por la línea de equilibrio que en nuestro caso es aproximadamente igual a la línea costera.

Sin tomar en cuenta los dorsos morfológicos, casi libres de movimiento (punteados en la lámina 1) tenemos por otra parte dentro de la región considerada 4.200 m de línea costera. Suponiendo un espesor medio del glaciar de 60 m en la costa, el frente activo del glaciar tendría una superficie de 252.000 m². Este frente suponiendo la condición estacionaria de los glaciares- debe mo-

$$\text{verse anualmente } \frac{9\ 120\ 000\ \text{m}^3}{252\ 000\ \text{m}^2} = 36,2\ \text{m}$$

para compensar el aumento de masa en la zona de acumulación. Este resultado corresponde de manera sorprendentemente exacta a la velocidad mensual obtenida de las mediciones y estimaciones de 2 - 3 m/mes, sobre todo si se toma en consideración la probable existencia de alguna ablación por fusión en el fondo del glaciar.

Sin embargo hay que subrayar que las estimaciones, tanto de la velocidad como de la acumulación, son demasiado poco libres

de errores como para que la correspondencia pudiera representar una prueba de la condición estacionaria de los glaciares. Lamentablemente no existen observaciones exactas sobre la posición del frente glacial en años anteriores que pudieran contestar sin ambigüedad a la pregunta sobre el "estado de salud" de los glaciares.

8. FENOMENOS PERIGLACIALES.

En la Península Schmidt se pueden observar suelos poligonales especiales en muy buena forma. En terreno horizontal se encuentran las placas de filita y cuarcita, producto de la meteorización de las rocas de que consiste la península, y que son planas y de 1 - 3 dm de tamaño, en marcos poligonales de 0.5 - 1 m y levantadas con fuerte ángulo en el borde mientras que en el interior de los polígonos tienen una posición plana.

Con una inclinación del suelo de unos pocos grados transigen los suelos poligonales a suelos estriados en los cuales otra vez la única diferenciación de las estrías consiste en la posición alternada plana y levantada de las placas de rocas. En la superficie no se observó una clasificación por tamaño de gránulos como es usual en los suelos poligonales y estriados.

9. INDICIOS DE UNA MAYOR EXTENSION ANTERIOR DE LOS GLACIARES.

Como indicios de una anterior mayor extensión de los glaciares se encuentran en las inmediaciones de la base numerosos bloques erráticos de rocas intrusivas que miden frecuentemente varios decímetros.

Mucho más importante para hacerse un juicio sobre la posición antigua más avanzada de los glaciares es el encuentro de estrías glaciales en la roca constitutiva de la cumbre de la Isla Larga a 1.800 m de la orilla actual del hielo y a 44 m s.n.m. Medidas del rumbo de las estrías dieron una dirección media de 140° (contando del N. hacia el E.). El movimiento del hielo tenía, pues, la dirección SE-NW como hoy dos kilómetros más al interior de la península. La formación de estrías glaciales paralelas a la corriente general del hielo permite concluir que en el punto de hallazgo el

hielo tuvo un espesor de varias decenas de metros.

Este hecho no permite deducir todavía con seguridad un clima peor durante la época de la formación de las estrías. Hasta un descenso relativo del nivel del mar de unas pocas decenas de metros tendría como consecuencia un avance fuerte de los glaciares. Se sabe que la mayor parte de la ablación (en el sentido más amplio) se produce por desprendimiento de masas de hielo de la barra; si no se produce este tipo de disminución del hielo ocurrirá automáticamente un avance de los glaciares. (Véase también HOLLIN 1962).

AGRADECIMIENTOS

El viaje a la estación antártica chilena General Bernardo O'Higgins me fué posibilitado a través de la amable mediación de Don Humberto Fuenzalida Villegas, Director de la Escuela de Geología de la Universidad de Chile. A él como a todos los departamentos de las Fuerzas Armadas de Chile, quiero expresar mis agradecimientos sinceros por su deferencia. Agradecimientos especiales para el Mayor Raúl Galeno Ovalle y a todo el personal de la Base O'Higgins que me ayudaron dentro de sus posibilidades en mi trabajo y fueron muy buenos compañeros. Los señores Luis Alvarez y José Saa del Instituto Geográfico Militar colaboraron conmigo en los trabajos técnicos de mediciones y levantamientos y me proporcionaron todos los datos de su propia actividad topográfica.

Finalmente tengo que agradecer al Sr. Hans Schneider por la traducción del texto al castellano.



B I B L I O G R A F I A

- AMBACH, W.: Die Bedeutung des aufgefrorenen Eises (superimposed ice) für den Masse- und Energiehaushalt eines Gletschers. - Z. Gletscherk. Glazialgeol., 4, 3, pp. 169 - 189, Innsbruck 1961.
- BAUER, A.: Contribution a la Connaissance du Vatnajökull - Islande. - Expéd. Polaires Franç., Res. Sc., no. N.III. 2, pp. 1 - 19 (Jökull, 5 (1955) y 6 (1956)), Paris 1956.
- DRYGALSKI, E. v. y F. MACHATSCHEK: Gletscherkunde. - X + 261 pp., 11 lám., Wien (Deuticke) 1942.
- HOINKES, H. y R. RUDOLPH: Mass balance studies on the Hintereisferner, Ötztal Alps, 1952 - 1961. - J. Glaciology, 4, 33, pp. 266 - 278, Cambridge 1962.
- HOLLIN, J.T.: On the glacial history of Antarctica. - J. Glaciology, 4, 32, pp. 173 - 195, Cambridge 1962.
- HOLLIN, J.T. y R.L. CAMERON: I.G.Y. glaciological work at Wilkes Station, Antarctica. - J. Glaciology, 3, 29, pp. 833 - 842, Cambridge 1961.
- KASSER, P.: Sur le bilan hydrologique des bassins glaciaires avec application au Grand Glacier d'Aletsch. - Assoc. Internat. Hydrol., 39 (Assemblée gén. Rome 1954, 4), pp. 331 - 350, Roma 1956.
- KOERNER, R.M.: Glaciological observations in Trinity Peninsula, Graham Land, Antarctica. - J. Glaciology, 3, 30, pp. 1063-1074, Cambridge 1961.
- KOERNER, R.M.: Glaciological observations in Trinity Peninsula and the islands in Prince Gustav Channel, Graham Land, 1958-60. - British Antarctic Survey, Sc. Rep., 42, 45 pp., 3 lám., London 1964.
- LISTER, H.: Glaciology. 1. Solid precipitation and drift snow. - Trans-Antarctic Exped. 1955 - 1958, Sc. Reports, 5, 51 pp. London 1960.
- LLIBOUTRY, L.: Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología. - 471 pp. 11 lám., 2 mapas, Santiago de Chile (Univ. de Chile) 1956.
- LOEWE, F.: Etudes de Glaciologie en Terre Adélie 1951 - 1952. Expéd. Polaires Franç. 9 (=Act. Sc. Industr. 1247), 159 pp., 8 lám., Paris 1956.
- LORIUS, C.: Contribution to the knowledge of the Antarctic ice sheet: A synthesis of glaciological measurements in Terre Adélie. - J. Glaciology, 4, 31 pp. 79-92, Cambridge 1962.
- MEIER, M.F.: Mode of Flow of Saskatchewan Glacier, Alberta, Canada. - Geol. Survey Prof. Paper 351, IX + 70 pp., 6 lám., Washington, D.C., 1960.
- MELLOR, M.: Glacier observations in North-West Spitsbergen. - J. Glaciology, 3, 21, pp. 61 - 66, Cambridge 1957.
- MÜLLER, F. y al.: Jacobsen-McGill Arctic Research Expedition to Axel Heiberg Island. Preliminary report of 1959 - 1960. - X + 219 pp., Montreal (McGill University) 1961.

SANDVED, K.G.: Vostok. Part II: Scientific results of the Fourth Expedition, 1958 - 60. - Antarctic report, may 1964, pp. 2 - 21, Washington, D.C., 1964. (ref. de trabajos rusos).

SCHNEIDER, H.J.: Die Gletschertypen. Versuch im Sinne einer einheitlichen Terminologie. - Geograph. Taschenbuch 1962/1963, pp. 276-283, lám. 10-15, Wiesbaden 1962.

STEPHENSON, P.J. y H. LISTER: Preliminary results of the glaciological work on the Trans-Antarctic Expedition, 1955-58. - J. Glaciology, 3, 25, pp. 426-431, Cambridge 1959.

TONGIORGI, E., E. PICCIOTTO, E. de BREUCK, T. NORLING, J. GIOT y F. PANTANETTI: Deep drilling at Base Roi Baudouin, Dronning Maud Land, Antarctica. J. Glaciology, 4, 31, pp. 101-110, Cambridge 1962.

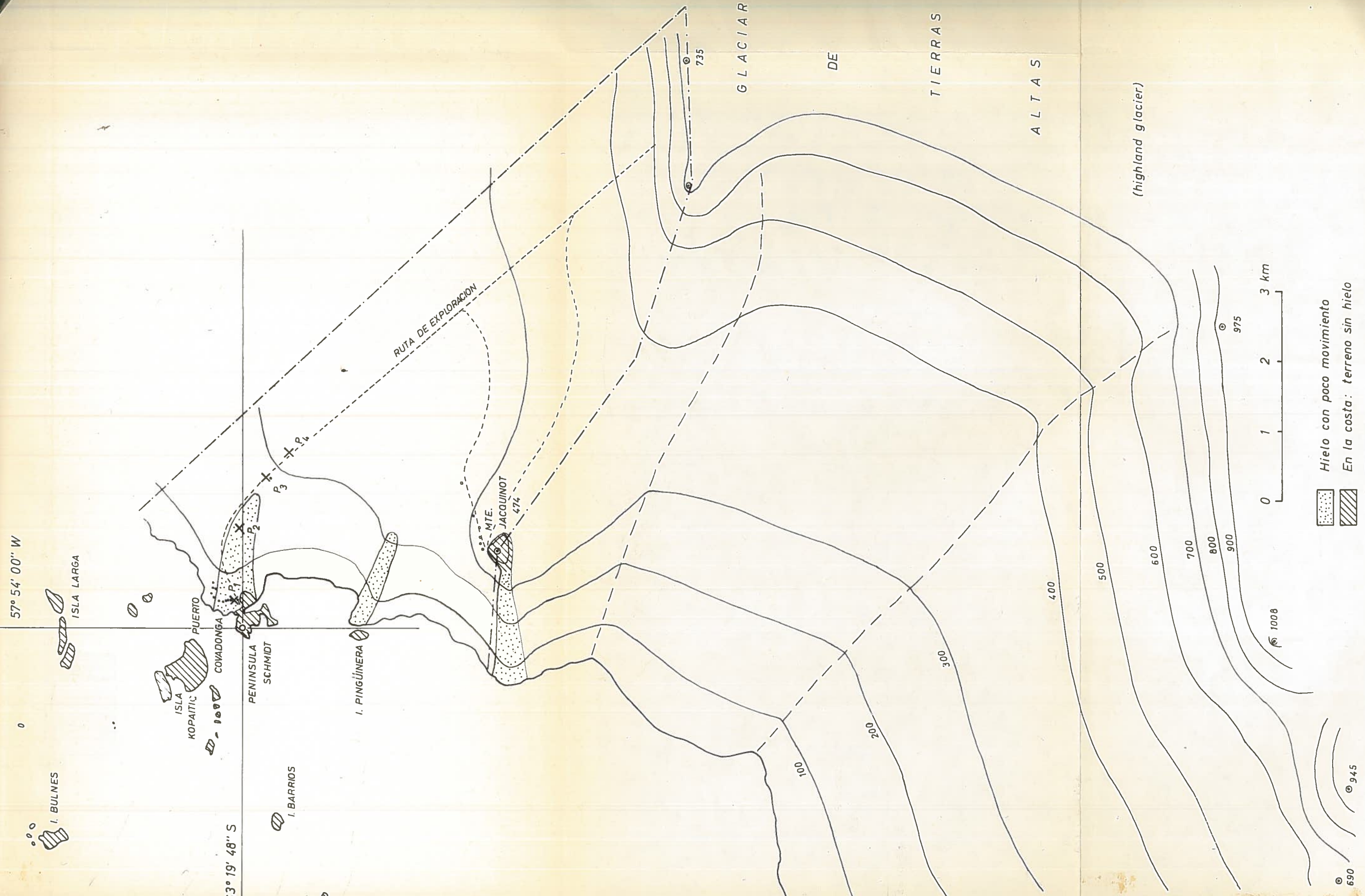
EXPLICACIONES DE LAS LAMINAS

Lámina 1: "Croquis del área de trabajo. Compilado usando el mapa Nr. D.C.S. 701, 1:500.000, hoja B, publicado por el Directorate of Overseas Surveys, Great Britain; el mapa 1:500.000, hoja Isla Elefante - Isla Trinidad por la Armada de Chile; el mapa 1:10.000 del Puerto Covadonga, por la Armada de Chile; observaciones inéditas del Instituto Geográfico Militar del Ejército de Chile; y según observaciones propias.

Las posiciones son exactas sólo en los alrededores inmediatos de Puerto Covadonga. Las curvas de nivel se entienden más bien como líneas de formas. Carecen fuera de la "ruta de exploración" completamente de exactitud. La línea de puntos y rayas comprende el área en donde se ha estimado el balance del glaciar (capítulo 7).

Lámina 2: Velocidades del hielo según valor y dirección en las cercanías del Morro Rancagua. "A" y "B" son los términos de la base desde la cual se midieron las posiciones de las estacas.

Lámina 3: Composición de la capa de neviza y sondajes con la "rammsonde" en distintos lugares (véase lámina 1) de las cercanías de la Base O'Higgins. R = Resistencia a la percusión, en escala de \sqrt{R} .



57° 54' 00" W

3° 19' 48" S

0 1 2 3 km




-  Hielo con poco movimiento
-  En la costa: terreno sin hielo
-  Estacas

Lámina 2

