

FORMAS DEL TERRENO Y DEPOSITOS CUATERNARIOS TIERRA DEL FUEGO CENTRAL, CHILE

L.D. Raedeke

Department of Geological Sciences
University of Washington
Seattle, Washington 98195.

RESUMEN

El área en estudio corresponde a una depresión, erosionada por glaciares y bordeada por morrenas, que se extiende entre bahía Inútil y bahía San Sebastián en Tierra del Fuego, Chile. El hielo glacial que afectó el área, se acumuló en la cordillera cerca de la costa pacífica. El hielo descendió en lenguas anchas tipo "piedmont", una de las cuales erosionó la depresión bahía Inútil - bahía San Sebastián.

En base a una comparación de varias propiedades físicas, se han diferenciado tres tills. El más antiguo es un till gris. El avance glacial, luego de depositar el till gris, fue seguido por un período durante el cual se depositaron sedimentos fluviales y varves. A su vez, éste fue seguido por dos avances del hielo o por un solo avance con dos oscilaciones, depositando un till pardo y un till amarillo. Sobre yacente a los tills hay depósitos fluviales y de loess.

Un sistema de morrenas terminales con dos crestas bien definidas delimita la depresión. En el área bordeada por las morrenas se encuentra con frecuencia rasgos asociados a la desintegración del hielo y deposiciones, sobresaliendo la topografía de lomas y hondonadas. Los canales de drenaje glacial se clasifican genéticamente, basándose en la morfología, tipo de depósito y sus interrelaciones. Los tipos de canales de drenaje glacial así distinguidos son: canales marginales y submarginales y los vertederos subglaciales asociados; un sistema de canales subglaciales extensivo; y canales con paredes de hielo, siendo este último un tipo de rasgo erosional asociado a la desintegración del hielo.

Se distinguen dos tipos muy distintos de lomas lineales desintegracionales que muestran las antiguas líneas de flujo. (1) Lomas lineales *en echelon*: se cree que sean manifestaciones de fracturas de tensión *en echelon* asociadas con un sistema de fallas de desplazamiento horizontal desarrollado en el manto de hielo en movimiento. Son típicamente cortas, anchas y de cresta muy pareja. (2) Lomas lineales *thrust*: se cree que estén formadas en asociación con fallas inversas en el manto de hielo en movimiento. Son típicamente angostas con una cresta irregular. También pueden formarse fajas anchas de topografía de loma y hondonada en asociación con fallas inversas desarrolladas en el manto de hielo en movimiento.

ABSTRACT

The area of study is the glacial scoured, moraine rimmed depression between Inútil Bay and San Sebastián Bay of central Tierra del Fuego, Chile. The glacial ice affecting the area accumulated in the Cordillera near the Pacific coast. The ice descended in broad piedmont tongues, one such tongue eroding the Inútil - San Sebastián depression.

Based on a comparison of various physical properties, three tills have been differentiated. The oldest is a gray till. The glacial advance depositing the gray till was followed by a period during which fluvial and varved sediments were deposited. This was in turn followed by two ice advances or by a single advance with two oscillations depositing a brown and a yellow till. Overlying the tills are fluvial and loess deposits.

An end moraine system with two well defined crests delineates the depression. Depositional ice disintegration features, predominately knoll and kettle topography frequently occur in the moraine enclosed area. Glacial drainage channels are genetically classified on the basis of morphology, deposits, and interrelationships. Types of glacial drainage channels thus distinguished are: marginal and submarginal channels and associated subglacial chutes, an extensive subglacial channel system, and ice-walled channels - a type of erosional ice disintegration feature.

Two very different types of linear disintegration ridges showing inherited flow control are distinguished. (1) En echelon linear ridges, believed to be manifestations of en echelon tension fractures associated with a strike-slip fault system developed in the moving ice sheet, are typically short, broad and even crested. (2) Linear thrust ridges, believed to have formed in association with thrusts in the moving ice sheet, are typically narrow with an undulating crest. Broad bands of knoll and kettle topography may also be formed in association with thrusting in the moving ice sheet.

INTRODUCCION

El área en estudio corresponde a la depresión que se extiende entre bahía Inútil y bahía San Sebastián, en la sección central de la Isla Grande, la mayor isla del archipiélago de Tierra del Fuego, ubicada en el extremo austral de América del Sur (Fig. 1). El estudio se hizo con el objeto de obtener datos descriptivos de la estratigrafía y morfología cuaternaria, e interpretar estos rasgos. La región abarcada por este trabajo (mapa fuera de texto) cubre un área de aproximadamente 5.300 km².

Las observaciones en terreno fueron hechas durante las temporadas verano-otoño de 1973 y de 1974. El reconocimiento y elaboración del mapa inicial se basó originalmente en fotos aéreas verticales, las que fueron posteriormente comprobadas o modificadas, cuando fue necesario, con trayectos terrestres sistemáticos. La movilización en ciertas partes es difícil por falta de caminos o huellas transitables. El reconocimiento de estos trayectos terrestres, fue hecho en jeep y a caballo o a pie. Se obtuvo información estratigráfica de afloramientos en las barrancas del mar, cortes fluviales y cortes del camino como también cierta información básica de los perfiles de pozos de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP). En consideración a que el mapa topográfico más detallado del área tiene un intervalo de curvas de nivel cada 50 m, la mayor parte de las alturas citadas en el informe debieron obtenerse mediante un American Paulin Surveying Barometer. Las observaciones con este instrumento se hicieron diariamente durante cierto lapso de tiempo para evitar cualquier error debido a la probable variación existente entre los resultados de un día a otro.

GEOLOGIA REGIONAL

GEOLOGIA PRE-CUATERNARIA

La cordillera austral de los Andes ha sido estudiada por Kranck (1932), por geólogos de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), del Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG) y del Lamont-Doherty Observatory. La información respecto a la cordillera mencionada en esta sección está tomada de sus descubrimientos. Las formaciones geológicas que se distinguen en el área del seno Almirantazgo son desde las más antiguas a las más recientes:

1. **Esquistos de la cordillera Darwin:** principalmente esquistos y filitas finamente laminados de clorita y sericita con abundantes segregaciones de cuarzo. Infrayacen discordantemente a la Formación Tobífera. Sin embargo, en algunos lugares, rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico Superior han sido metamorfizadas a esquistos y filitas polifásicamente deformadas.

2. **Formación Tobífera:** una secuencia de rocas volcánicas ácidas con una unidad basal de conglomerados de grano grueso y pizarra negra.

3. **Rocas ígneas meta-básicas asignadas a un complejo ofiolítico:** son rocas verdes, masivas y sin estratificación; equigranulares, localmente con estructuras vesiculares.

4. **Granito de la cordillera Darwin:** predominantemente un granito biotítico no porfírico, homogéneo y de grano grueso.

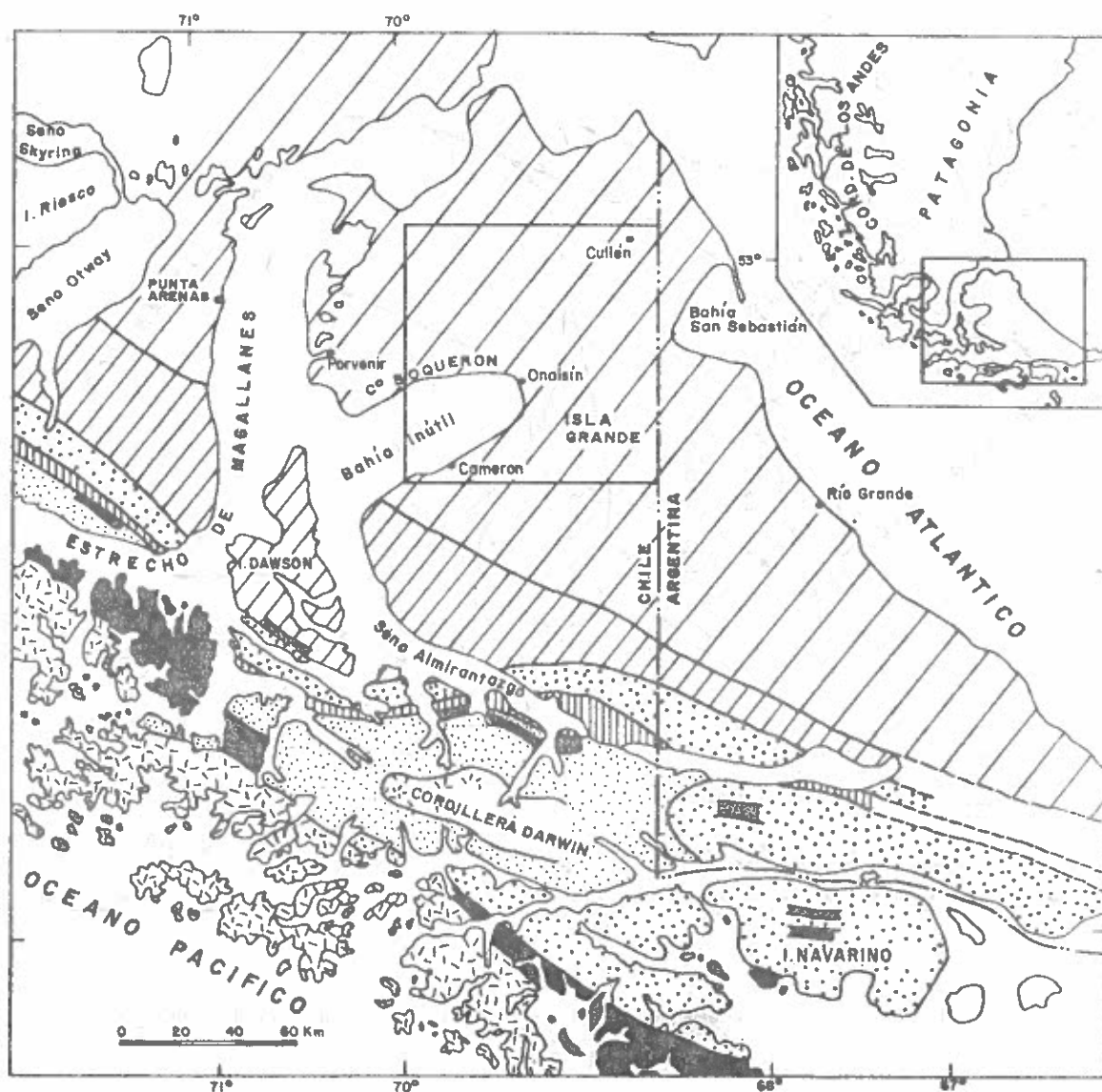
5. **Sedimentos del Cretácico Inferior:** arcillolitas negras en capas delgadas, grauvacas y arcillolitas intercaladas y algunas capas de arenisca gruesa y margas (Pizarras La Paciencia).

Las rocas sedimentarias del Cretácico Medio y Superior están compuestas por areniscas, conglomerados y arcillolitas limosas, en lugares pizarrosas. Las formaciones terciarias, que forman el lecho rocoso del área de bahía Inútil, son principalmente rocas sedimentarias marinas de grano fino: arcillolitas, areniscas y ocasionalmente areniscas conglomerádicas. Son comunes concreciones calcáreas de tamaños variables. (Descripción detallada de las rocas del Terciario en CORTES y otros, 1955; CEPEDES y otros, 1956; y VALENZUELA, 1957).

HISTORIA CUATERNARIA

PLEISTOCENO

Las áreas de acumulación de los ventisqueros del Pleistoceno se encuentran en zonas de gran altura cerca de la costa pacífica, donde la precipitación probablemente fue abundante, como lo es hoy día (Fig. 2). El área más extensa con estas características es la cordillera Darwin a lo largo del margen sudoccidental del archipiélago de Tierra del Fuego. Los ventisqueros pleistocénicos desarrollados en estas áreas se desplazaron hacia el sur y el oeste, para desembocar en el Pacífico y en el Atlántico, formando anchos glaciares, dos de los cuales fluyeron a lo largo de las costas occidental y oriental de la isla Dawson. Una de estas corrientes de hielo se dividió y continuó hacia el noreste, excavando la depresión bahía Inútil-bahía San Sebastián. La otra co-



-  Intrusiones basálticas y efusiones de lavas almohadilladas (Jurásico Superior y/o Cretácico Inferior).
-  Batolito - tonalita (principalmente) a granito.
-  Rocas sedimentarias terciarias.
-  Rocas sedimentarias del Cretácico Superior.
-  Rocas sedimentarias del Cretácico Inferior.
-  DISCORDANCIA Rocas volcánicas ácidas (Formación Tobífera; Jurásico Medio a Superior).
-  Rocas metamórficas pre-Jurásicas.

Fig. 1 Mapa de la geología regional (modificado de Palmer, 1972) y de ubicación. Se indica la posición correspondiente al área estudiada (ver mapa fuera de texto).

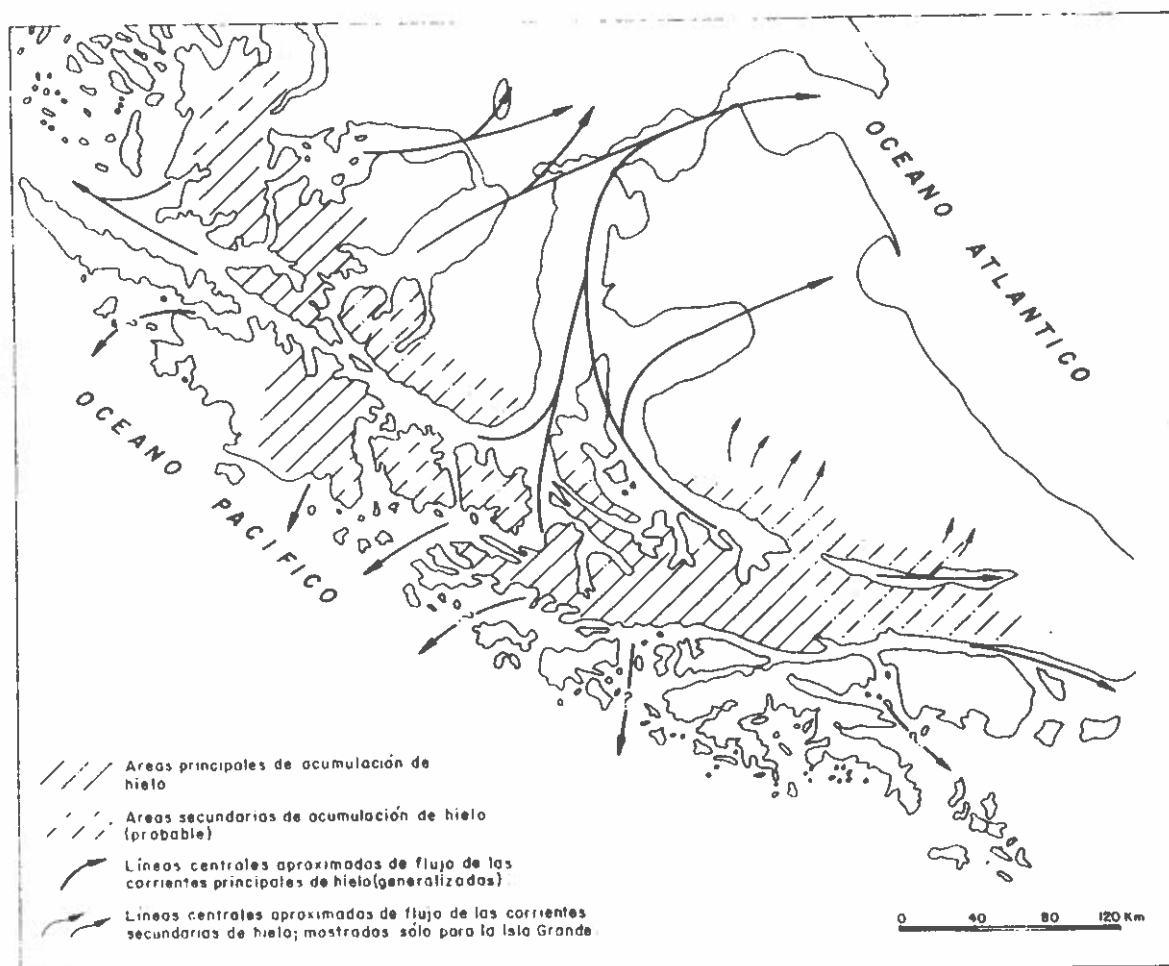


Fig. 2 Áreas de acumulación del hielo glaciar y el movimiento generalizado del hielo del Pleistoceno.

rriente principal siguió hacia el norte juntándose con los hielos del lóbulo del seno Otway, permitiendo la erosión del estrecho de Magallanes. Durante la extensión máxima del hielo, toda Tierra del Fuego pudo haber estado cubierta por un manto de hielo continuo tal como sugirieron CALDENIUS (1932) y AUER (1956).

Existen discrepancias entre algunos investigadores del Pleistoceno en el área de Tierra del Fuego (CALDENIUS, 1932; FERUGLIO, 1949 - 50; BRUEGGEN, 1950; AUER, 1956) respecto al número de los mayores avances glaciales (Fig. 3). Sin embargo, están en general de acuerdo en que el avance de mayor extensión fue el más antiguo o uno de los más antiguos de un grupo de dos o más glaciaciones. Siguiendo esta extensa glaciación antigua los avances del hielo fueron paulatinamente

ocupando una menor extensión, delineados por morrenas terminales, introduciéndose éstas, unas dentro de las otras (CALDENIUS, 1932; FERUGLIO, 1949-50; BRUEGGEN, 1950; AUER, 1956). Cuando retrocedió el hielo hacia la cordillera, el borde del manto de hielo se dividió en lenguas anchas por la interposición de áreas altas, tomando así las características de ventisqueros de valle de gran escala (por ej. lóbulo de bahía Inútil, lóbulo del estrecho de Magallanes, lóbulo del seno Otway y lóbulo del seno Skyring). De acuerdo con MERCER (1970, p. 1): "In Chilean Patagonia, the ice on the east side of the cordillera receded into the mountains before 12.500 BP after an undated final late-Glacial readvance. On the west coast, by 11.000 BP, the glaciers were smaller than they are today".

Caldenius 1932	Inicioglacial (pueden ser varias glaciaciones)	denudación	Daniglacial	Gotiglacial	Finiglacial	cinco sistemas en los valles
Feruglio 1950	Glaciación extendida (pueden ser dos glaciaciones distintas)	denudación	Glaciación menos extendida con morrenas en receso bien marcadas			
Brüggen 1950	Epoca glacial	Epoca interglacial	Epoca glacial	Daniglacial	situación en receso Gotiglacial Finiglacial	
Auer 1956	Grupo de glaciación Tehuelche (pueden ser dos fluctuaciones principales)	interglacial	Grupo de glaciaciones más jóvenes con dos avances principales.			

Fig. 3 La historia pleistocénica del área según las descripciones de Caldenius, 1932; Feruglio, 1949-50; Brüggen, 1950 y Auer, 1956.

HOLOCENO

Los climas postglaciales y las variaciones del nivel del mar han sido estudiadas extensamente por AUER (1958, 1959, 1965) por lo que no se tratarán aquí. (Ver también FERUGLIO, 1949-50 para estudios de las terrazas marinas en Fuego-Patagonia). Aparte de los cambios de clima y del nivel del mar, las dos fuerzas mayores que durante el Holoceno alteran la morfología del área en estudio son los movimientos masivos de laderas y el viento. El desgaste masivo aparece como deslizamientos del suelo en las vertientes anchas y moderadas, donde se observan cercos inclinados y depósitos varvados deformados y también como flujos de desecho y desprendimientos, siendo éstos muy notables al sur de Boquerón donde son muy comunes los flujos activos de desecho. Asociados con los flujos y también con los desprendimientos existe una serie de bloques inclinados escaleriformes y escarpas acompañantes en la vertiente sur de Boquerón. También a lo largo de toda la costa de bahía Inútil, donde castiga el oleaje, se han observado bloques de derrumbe mucho más pequeños deslizándose lenta o catastróficamente al mar.

Tierra del Fuego se caracteriza por vientos fuertes y constantes, que soplan del oeste y noroeste. Todos los árboles que crecen en sitios con poca protección están deformados por el viento. Esta fuerza eólica ha tenido un efecto notorio en las formas del terreno, destacándose tres áreas de formación de dunas: (1) En la costa oriental de bahía Inútil sobresalen dunas longitudinales, que pueden llegar a tener hasta 5 km de extensión, variando sus alturas entre 1 - 5 m; (2) Veinte kilómetros al oeste de Cameron, se acumulan dunas costeras redondeadas bajas de 1 a 5 m de altura; y, (3) En el área de las lagunas, cerca de la frontera con Argentina, las dunas longitudinales y transversales constituyen la morfología eólica predominante. Aquí, sedimentos lacustres cuaternarios de grano fino, junto con arena del lecho rocoso Terciario, proveen abundante material para el transporte eólico. En la ribera a sotavento de algunos lagos y lechos lacustres secos del

área oriental, se encuentran formas construccionales eólicas, ofreciendo algún relieve al paisaje plano. Las aguas de otros lagos, empujadas constantemente por el viento, dejan la ribera a barlovento para romper en olas en la ribera a sotavento, erosionando así la ribera a sotavento mientras se seca la ribera contraria. De esta manera los lagos se trasladan lentamente con el viento, dejando una huella de su lecho seco; en algunos casos, varios lagos siguen uno tras otro en la misma huella. La figura 4 muestra un esquema idealizado de este proceso.

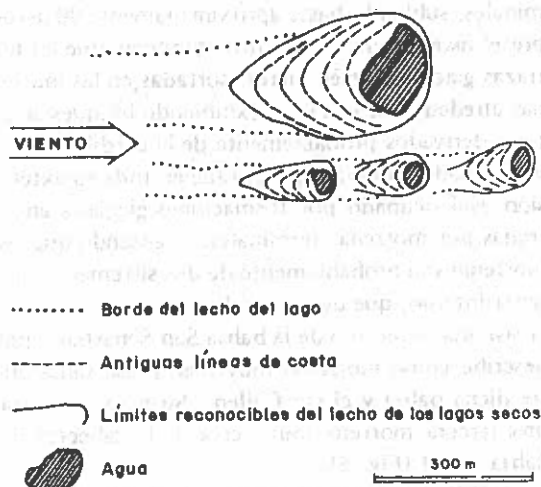


Fig. 4 Esquema del movimiento de lagos a través del terreno causado por el viento. Dibujo idealizado, según fotografías aéreas al sur de la estancia Filaret.

Otros rasgos modificados por el viento lo constituyen la presencia de colinas asociadas a la desintegración del hielo cerca de la desembocadura del río MacClelland (foto 1), en las que las vertientes a sotavento están compuestas de arenas de grano mediano muy bien clasificadas, mostrando algo de redondeamiento eólico. Las formas acumuladas por

el acarreo glacial (*drift*)¹ son aún más aerodinámicas a causa del viento en la cuenca principal, especialmente cerca de la desembocadura del río Marazzi donde se encuentran sedimentos eólicos redondeados sobreyacentes a las formas glaciales acanaladas. (Ver también Depósitos Eólicos).

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Los depósitos superficiales y formas del terreno del distrito de bahía Inútil han recibido un tratamiento muy breve en informes dedicados principalmente a otros aspectos de la geología o bien a otras áreas geográficas. BONARELLI (1917) estableció que la depresión bahía Inútil-bahía San Sebastián fue ocupada por un lóbulo glacial y que en ella se hallan morrenas terminales de dos glaciaciones distintas, encontrándose en el Atlántico la morrena de una glaciación anterior.

CALDENIUS (1932) publicó un estudio de los sistemas morrénicos de la Patagonia y Tierra del Fuego. Con respecto a bahía Inútil, describe la topografía glacial, devastada por erosión fluvio-glacial, como limitada por un semicírculo de morrenas terminales, subiendo hasta aproximadamente 90 m sobre el nivel del mar. Manifestó también, que las terrazas glaciolacustres fueron cortadas en las morrenas alrededor de la bahía, exhibiendo bloques erráticos derivados probablemente de la cordillera Darwin. Añadió además, que el valle en toda su extensión está ocupado por formaciones glaciales encerradas por morrenas terminales, sugiriendo que las morrenas son probablemente de dos sistemas: el sistema interno, que denominó las morrenas Filaret y el sistema externo o de la bahía San Sebastián, que describe como morrenas muy bien preservadas entre dicha bahía y el río Cullen. Su mapa muestra una tercera morrena muy cerca de la cabecera de bahía Inútil (Fig. 5).

AUER (1956) mencionó un arco de morrenas en la cabecera de bahía Inútil "with the most varied formations and erratics" (p. 159). Describió el paisaje diciendo: (es) "a typical frontal moraine, in the curves of whose arcs are lakes and outwashes. Before the road reaches the San Sebastián Bay, another big landscape of frontal moraines begins, especially marked by large erratics" (p. 159).

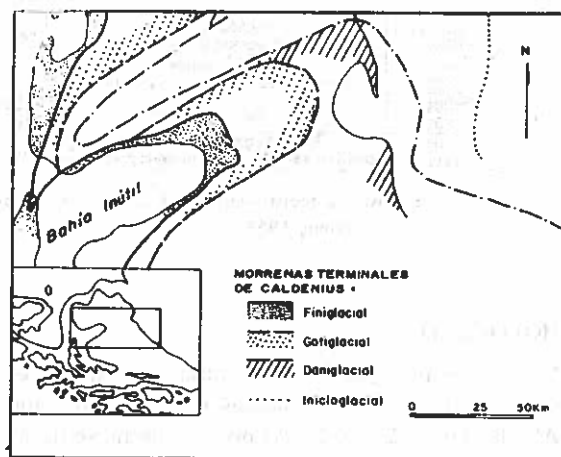


Fig. 5 Parte del mapa de las morrenas de Caldenius (1932).

AUER (1956) también describió una barranca al sur de río Grande en la costa atlántica de Tierra del Fuego, en la cual encontró tres tills² distintos. Describió el corte con estas palabras: "... a yellowish-blue silty till stratum on top of the fragmentary Pliocene sandstone... The stones are few, and rather small. On top of this oldest till bed there is a 7 - 10

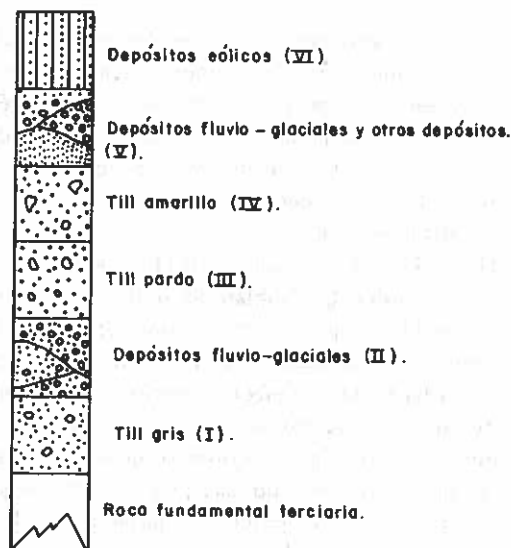


Fig. 6 Unidades estratigráficas del Cuaternario reconocidas en el área de bahía Inútil.

¹ Acarreo glacial (*drift*): un término general aplicado a todos los materiales rocosos (arcilla, arena, grava y cantos) transportados por un ventisquero y depositados directamente por el hielo, o por corrientes que emanan del ventisquero (según el Glossary of Geology, 1972).

² Till: sedimento sin clasificación o con mala clasificación, no calcáreo, terrígeno, que muestra un amplio rango de tamaños de las partículas (arcilla a cantos), que fue depositado por un glaciar sin ser retrabajado por agua.

cm thick interglacial peat stratum... The till stratum above the peat is nearly 3 meters thick, yellowish grey and contains a slightly larger number of stones than does the lower till. This likewise is fairly silty and compact.

"The next stratum is clearly iron hydroxide, very hard in places, and immediately on either side of it

are thin gravel strata laminae also rusthardened" (p. 14-15).

(El till superior) "also nearly 3 meters thick, differs completely from the lower ones. It is a reddish-yellow, very crumbly, streaked with at least three gravel laminae" (p. 16).

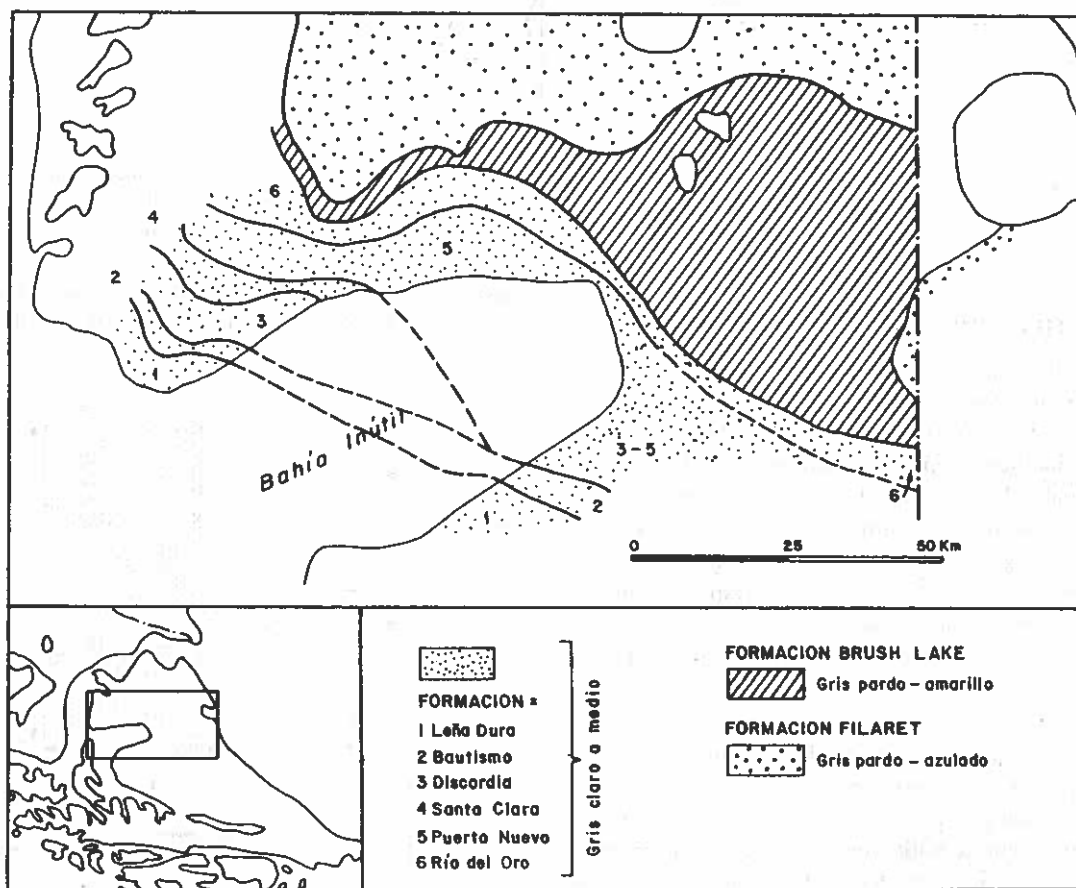


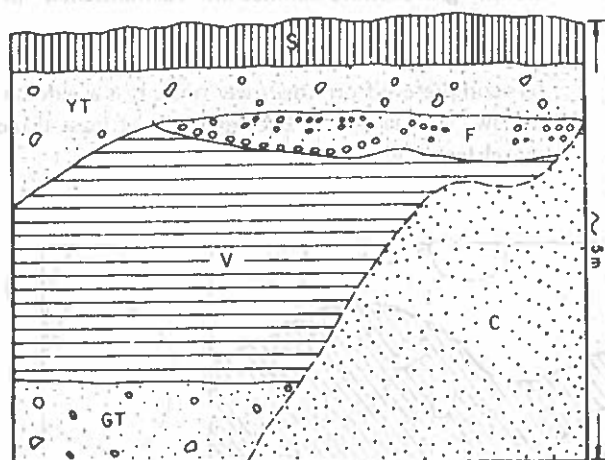
Fig. 7 Las formaciones terciarias y sus colores en el área de bahía Inútil (compilado de Cortés y otros, 1955; Céspedes y otros, 1956 y Valenzuela, 1957).

ESTRATIGRAFIA CUATERNARIA

Dos tills distintos, y posiblemente un tercero, han sido encontrados en el área de bahía Inútil. Los tills han sido diferenciados utilizando una combinación de varias propiedades físicas, tales como color, tipo de matriz, tamaño y tipo de rodados y compactación. Los tills están colocados en orden estratigráfico en la figura 6.

Todas las muestras estudiadas fueron tomadas de una posición por lo menos 80 cm debajo de cualquier superficie en actual proceso de intemperización por la acción atmosférica. Las notaciones

de color utilizadas son de Munsell Soil Color Charts; la clasificación del tamaño de los granos sigue el U.S.D.A. Agricultural Handbook No. 18 (1951, p. 209-211), para todas las clasificaciones de los tamaños más pequeños que 2 mm de diámetro. Los términos arena, limo, arcilla, greda (marga) y sus combinaciones se refieren solamente al tamaño del grano y no están empleados en este informe para indicar la composición mineral. Para la clasificación de los clastos de más de 2 mm de diámetro se siguió a PETTICHOHN (1949, p. 13).



LEYENDA

- S Suelo
- C Coluvia
- YT Till amarillo
- F Depósitos fluviales
- V Varves
- GT Till gris

Fig. 8 Depósitos fluviales y gradados entre los tills; corte observado al norte de bahía Inútil, aproximadamente 10 km al oeste del río Discordia.

EL TILL GRIS

Las muestras secas no intemperizadas del till gris varían en color entre gris y gris pardoso claro (2.5 Y 5/1 a 2.5 Y 6/2). El color varía lateralmente, correspondiendo aproximadamente con la variación lateral del color del lecho rocoso Terciario (Fig. 7). Sobreyacente a las formaciones terciarias gris claras, el till es gris, cambiando a un gris algo pardo sobre el área oriental en que se encuentran las formaciones Filaret y Brush Lake. La variación lateral del color del till es gradacional y muy pequeña. La matriz del till gris varía entre una arcilla arenosa muy fina a una arcilla arenosa limosa, o sea, generalmente de textura entre fina-mediana y fina. Del análisis hecho en el terreno se encontró que el rango de tamaños del granulado grueso (más de 2 mm de diámetro), que se halló con más frecuencia, fue entre gránulos y guijas medianas. Los rodados de tamaño de guijarros se encontraron muy poco frecuentemente. Los guijarros y guijas grandes están constituidos principalmente por lutita oscura y arenisca de grano fino, probablemente del Cretácico Superior, tanto como por clastos graníticos, tobáceos, rocas verdes y jaspe, todos los cuales probablemente se originaron en la Cordillera Principal. El till gris varía desde compacto hasta muy compacto y en espesor, de 1 a 8 m.

DEPOSITOS FLUVIOGLACIALES (entre los tills)

Cortando al till gris en varios afloramientos se encuentra gravas y arenas fluviales con estructuras fluviales típicas. Sobreyacente al till gris hay limos y arcillas varvadas en el río MacClelland y al oeste del río Discordia. En el último caso los varves han sido cortados por depósitos fluviales (fig. 8). En todos

estos casos los depósitos fluviales o varvados han sido truncados por el till pardo o el till amarillo.

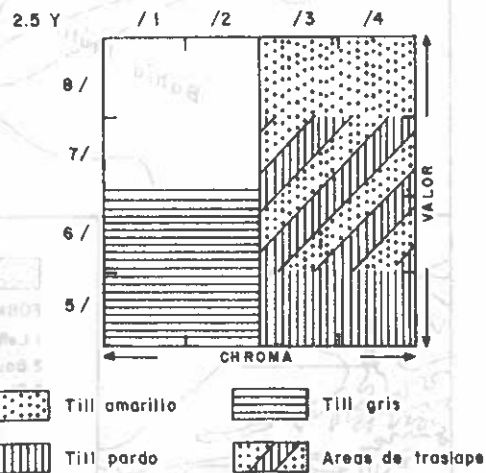


Fig. 9 Color de la matriz (seca) de los tres tills. Los números indicados se refieren a la clasificación de Munsell Soil Color Charts.

EL TILL PARDO

Las muestras secas no intemperizadas del till pardo varían en color entre pardo grisáceo y amarillo claro (2.5 Y 5/3 a 2.5 Y 7/4), esto es, un poco más claro y más amarillo que el till gris (Figs. 9 y 10). La matriz del till pardo varía desde una arcilla limosa arenosa a una greda. La mayoría de las muestras tienen una matriz de limo arcillo-arenoso, generalmente de textura entre mediana y fina moderada. El tamaño y tipo de granulado grueso es muy parecido al encontrado en el till gris (Fig. 10). El till pardo es desde compacto hasta muy compacto en todos los afloramientos conocidos y varía en espesor entre 1 y 5 m.

CRITERIOS		TILL GRIS	TILL PARDO	TILL AMARILLO
COLOR	Nombre común	gris - gris pardo claro	pardo grisáceo - amarillo claro	gris amarillento claro - amarillo claro
	Escala de Munsell	2.5Y 5/1 - 2.5Y 6/2	2.5Y 5/3 - 2.5Y 7/4	2.5Y 6/3 - 2.5Y 8/4
MATRIZ	Tamaño del grano	arcilla arenosa muy fina - arcilla arenosa limosa.	arcilla limosa arenosa - greda	grada - limo arcillo - arenoso
	Textura	fina mediano - fina	media - moderadamente fina	media
CLASTOS	Tamaño más frecuente del grano	granulos - guijas medianas	granulos - guijas medianas	guijas finas a gruesas - guijarros
	Composición	principalmente lutita oscura y areniscas. Rocas andinas subordinadas	principalmente lutita oscura y areniscas. Rocas andinas subordinadas	Cantidades semejantes de lutitas oscuras areniscas y rocas andinas
COMPACTACION		muy compacto a compacto	muy compacto a compacto	compacto - suelto

Fig. 10 Comparación de los tills en el área de bahía Inútil.

EL TILL AMARILLO

Las muestras secas no intemperizadas del till amarillo varían en color entre gris amarillento claro y amarillo claro (2.5 Y 6/3 a 2.5 Y 8/4). La matriz del till amarillo, en un 80% de las muestras estudiadas en terreno, es una marga o un limo arcillo-arenoso con extremos de arena margosa y arcilla limo-arenosa en un 20% de las muestras. La matriz del till amarillo es en general de textura mediana. El rango de tamaños más frecuente del granulado grueso es de guijas finas a gruesas, con guijarros y cantos rodados bastante comunes. Las guijas consisten tanto de areniscas como de arcillolitas (probablemente del Cretácico Superior) y de rocas ígneas y metamórficas (probablemente de la Cordillera Principal). Son comunes también concreciones calcáreas de las formaciones sedimentarias del Terciario o del Cretácico. El till amarillo no es tan compacto como el till gris; puede ser muy agrietado y compacto, pero en general no es así. Se ha encontrado hasta 10 m de espesor de till amarillo en un solo afloramiento.

RELACIONES ENTRE LOS TILLS

Los contactos entre el till gris y un till sobreyacente son bien definidos. El till amarillo o el till pardo truncan al till gris. La línea de contacto puede ser horizontal u ondulada. En algunos casos aparecen fragmentos del till gris en la base de los tills sobreyacentes (Fig. 11). No se ha encontrado ningún

contacto identificable entre el till pardo y el till amarillo, lo que refleja su estrecha similitud.

En la figura 10 se ha ilustrado una sinopsis comparando los tres tills según cuatro criterios (ver también Fig. 9), en que se observa la gran semejanza que existe entre ellos. Por eso, el examen en el terreno no es siempre suficiente para lograr la identificación e individualización deseada.

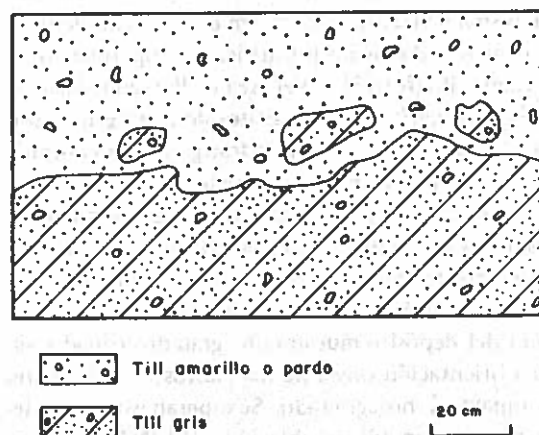


Fig. 11 Disposición del contacto entre los tills (referencia en el texto).

El hecho de que el till gris y los tills sobreyacentes estén separados en varios afloramientos por depósitos fluviales, confirma que se presentan por lo menos dos tills distintos, de los cuales el gris es el

más antiguo. Los contactos bien definidos entre el till gris y los tills amarillo y pardo sobreyacentes también sugieren esto. Ningún corte mostrando los tres tills juntos ha sido encontrado por el autor, sin embargo, AUER (1956, p. 14-16) describió una secuencia estratigráfica de tres tills en la costa atlántica de Tierra del Fuego, los cuales son muy parecidos a los tills gris, pardo y amarillo. De la descripción de Auer, parece aceptable que el till pardo sea el till intermedio, siendo el amarillo el más reciente. Aunque el grado de compactación no es un parámetro confiable para la determinación de las edades relativas, también sugiere que el till pardo es el más antiguo entre los tills pardo y amarillo.

DEPOSITOS FLUVIOGLACIALES Y OTROS

Encima del till superior se encuentran nuevos depósitos fluviales. Estos son en general delgados, entre 1 y 5 m de espesor con estratificaciones típicamente horizontales o inclinadas. Las estructuras *scour-and-fill* no son comunes (foto 2).

También aparecen sobreyacentes al till amarillo depósitos de grava gruesa de variados tamaños. Cerca de la desembocadura del río Torcido en la costa austral de bahía Inútil, un corte muestra el till amarillo con 3-4 m de guijas medianas y guijarros no estratificados sobreyacentes. Un segundo corte, en el valle del río Discordia, en la costa septentrional de la misma bahía, muestra 1-2 m de guijas desde finas a cantos rodados no estratificados superpuestos al till amarillo (foto 3). En el área de Porvenir, hacia el sur de la bahía, estos depósitos de grava gruesa son por lo general la unidad estratigráfica encontrada inmediatamente debajo del suelo.

El estrato de grava gruesa se interpretó como un concentrado tipo rezago (*lag concentrate*), probablemente till de ablación, que por falta de material fino sugiere que el depósito fue lavado. La estructura del depósito muestra una gran diversidad y sin una orientación obvia de los clastos; es suelto, no compacto y no agrietado. Se esperan estas características en un till de ablación (FLINT, 1971, p. 171). Por último, la posición del depósito sobreyacente al till de acumulación (*lodgement till*) también sugiere la interpretación de que es un till de ablación.

Los depósitos trabajados por el agua, interpretados como depósitos de contacto con el hielo (*ice-contact deposits*), y los depósitos plegados serán descritos y discutidos en detalle junto con sus for-

mas morfológicas relacionadas en la sección Geomorfología Glacial de este trabajo.

DEPOSITOS EOLICOS

Con frecuencia en los alrededores de bahía Inútil el estrato superior de la columna geológica es una capa masiva de limo o limo-arenoso, con granulaciones redondeadas por el viento. Es un depósito con columnas verticales que al estar seco presenta un color gris amarillento claro a gris oliva claro (2.5 Y 6/3 a 2.5 Y 5/3). En un afloramiento del río MacClelland se han identificado cinco horizontes de suelo enterrados en el depósito (foto 4). El depósito es más potente cerca de la orilla de la bahía, alcanzando un espesor máximo de aproximadamente 3 m en las dos costas de la bahía (ríos Discordia y MacClelland). Quince kilómetros hacia el interior, estos depósitos son delgados (menos de un metro) o están completamente ausentes. Se sugiere que este estrato corresponde a un depósito de loess. Los granos redondeados por el viento indican deposición eólica mientras que los horizontes del suelo enterrados sugieren períodos repetidos de acumulación. El adelgazamiento del loess hacia el interior sugiere que la fuente del sedimento queda cerca de la costa. El suelo inmaduro o la falta completa de un suelo desarrollado encima del loess indica la probabilidad de que el loess se continúa acumulando en la actualidad.

SUELOS

El suelo desarrollado en la costa norte y este de bahía Inútil es del grupo Pradera-Podzol, con los suelos Podzol y Praderas Alpinas predominando en el área al sur de la bahía (DIAZ y ROBERTS, 1959-60). Según estos autores, los horizontes A y B juntos pueden tener una profundidad de hasta 72 cm. El horizonte B puede tener un color pardo oscuro a pardo grisáceo oscuro cuando está seco (10 YR 4/3 a 2.5 Y 4/1).

CONCLUSIONES

Basándose en una comparación de propiedades físicas, se han diferenciado tres tills. El más antiguo es el till gris. El avance glacial que depositó al till gris fue seguido por un período durante el cual el área de bahía Inútil estuvo libre de hielo, indicado por los sedimentos fluvio-glaciales y glaciolacustres. Este período fue a su vez seguido por dos avances del hielo o por un solo avance con dos oscilaciones que depositaron los tills pardo y amarillo.

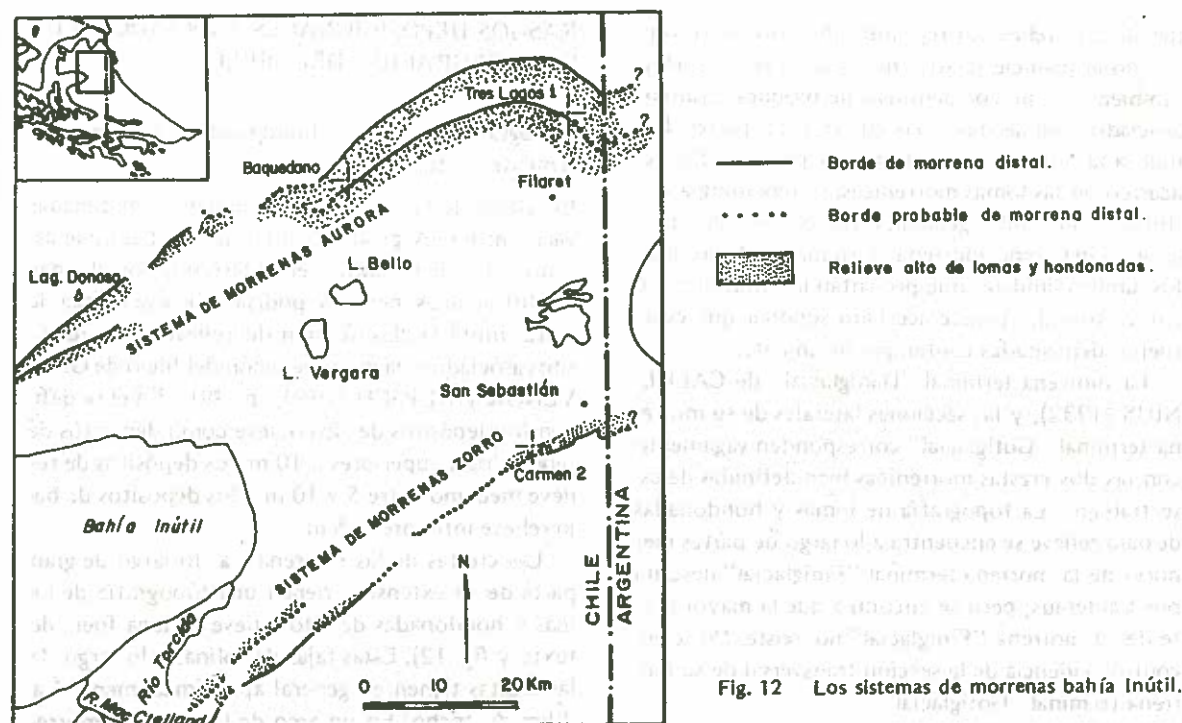


Fig. 12 Los sistemas de morrenas bahía Inútil.

GEOMORFOLOGIA GLACIAL

MORRENAS

Entre bahía Inútil y bahía San Sebastián se encuentran dos morrenas terminales bien definidas, (a) al este del río Discordia en el lado septentrional de la bahía, y (b) un poco al oeste del río MacClelland en el lado austral. Para conveniencia, se han denominado las morrenas como se puede apreciar en la figura 12. La morrena Aurora, en el norte, está compuesta de dos áreas altas bien definidas con pequeños cursos de agua entre ellas. Las dos crestas representan dos períodos largos del glaciar, pero como están tan estrechamente relacionadas, se las ha interpretado como dos partes de un solo sistema. La cresta más alta (septentrional) del sistema de morrenas Aurora desciende desde 380 m sobre el nivel del mar cerca del lago Donoso, hasta aproximadamente 180 m en la frontera con Argentina. La cresta más baja desciende desde 250 m cerca de su término occidental hasta 150 m al norte de Filaret. Depósitos gruesos, tanto del till pardo como del till amarillo, aparecen en la morrena. En los perfiles de pozo de ENAP se han reportado 50 m de acarreo (*drift*) en el pozo Baquedano y 70 m de acarreo en el pozo Tres Lagos 1, ninguno ubicado precisamente en la parte más alta de la cresta (Fig. 12). Los bloques erráticos son comunes tanto dentro del till como en la superficie.

La cresta más alta (austral) del sistema de morrenas Zorro corresponde en altura con la cresta más alta del sistema de morrenas Aurora, descendiendo de 340 m sobre el nivel del mar en el lomo Zorro hasta 200 m al sur de San Sebastián. Una cresta poco definida corre paralela a la cresta más alta de la morrena Zorro por 23 km. Esta cresta más baja alcanza su altura máxima de 276 m al sur de la desembocadura del río Torcido, y desciende a 200 m en su terminación oriental representada en el mapa. El till de la cresta superior del sistema Zorro es tanto amarillo como pardo, moderadamente profundo, con 34 m en el pozo Carmen 2 de ENAP y con frecuentes bloques erráticos. El till aquí se adelgaza rápidamente, apartándose de la cresta hacia el norte. El lecho rocoso Terciario aflora extensivamente dentro de 4 km al norte de la cresta. El borde austral de la morrena es también marcado abruptamente por depósitos gruesos del till. A menos de 200 m al sur del borde, no se encuentra till.

Cada una de las crestas de las morrenas es una faja continua de acarreo, cuya altura varía entre 10-100 m sobre los llanos circundantes. Las morrenas fueron depositadas sobre áreas altas del lecho rocoso, constituidas por las laderas de una depresión erosionada en ese lecho por el glaciar. La superficie es típicamente de topografía de lomas y hondona-

das de alto relieve, ofreciendo un contraste abrupto con la planicie relativa de las áreas vecinas. Hay también una mayor densidad de bloques erráticos asociados con las morrenas que en otras partes. Debido a la notable concentración y profundidad del acarreo en las lomas morrénicas, su morfología distintiva y su rumbo general, estas lomas se destacan en el mapa como morrenas terminales. A causa de los rumbos similares que presentan las morrenas Zorro y Aurora, parece acertado suponer que éstas fueron depositadas contemporáneamente.

La morrena terminal "Daniglacial" de CALDENIUS (1932), y las secciones laterales de su morrena terminal "Gotiglacial" corresponden vagamente con las dos crestas morrénicas bien definidas de este trabajo. La topografía de lomas y hondonadas de bajo relieve se encuentra a lo largo de partes menores de la morrena terminal "Finiglacial" descrita por Caldenius; pero se encontró que la mayor parte de su morrena "Finiglacial" no existe. No se encontró evidencia de la sección transversal de su morrena terminal "Gotiglacial".

LA SUPERFICIE ACANALADA DEL MANTO DE ACARREO

La superficie del manto de acarreo está acanalada sobre un área de aproximadamente 480 km² (mapa fuera de texto). Las formas acanaladas más pronunciadas se encuentran en el área al norte del canal laguna Larga. La superficie acanalada está formada por estrías rectas y paralelas con lomas interpuestas, que alcanzan en general entre 10-45 m de ancho, y 2-5 m de altura, espaciadas entre 30 y 80 m de cresta a cresta. La orientación generalizada del eje longitudinal de la acanaladura está trazada en el mapa. Con la misma orientación general se hallan dunas longitudinales en la cabecera de la bahía. Las dunas son parecidas a la superficie acanalada visible en las fotos aéreas, aunque sólo con una observación cuidadosa se las puede distinguir. Las acanaladuras fueron comprobadas extensivamente en el terreno para disminuir el error resultante de esta semejanza.

Las acanaladuras están compuestas de acarreo. Sin embargo, es común encontrar hasta un metro de limo y arena eólica sobreyacente al acarreo en algunas de las formas acanaladas mayores cerca de la bahía. La superficie acanalada establece la presencia de un glaciar activo durante el tiempo de su formación; los ejes longitudinales indican la dirección general del movimiento de ese glaciar.

RASGOS DEPOSICIONALES ASOCIADOS A LA DESINTEGRACION DEL HIELO

Topografía de lomas y hondonadas: predominantemente de till.

El relieve de la topografía de lomas y hondonadas varía entre muy pronunciado hasta tan bajo que casi no se puede reconocer en el terreno. Con algunas modificaciones menores, podría aplicarse al área de bahía Inútil la clasificación del relieve de los depósitos asociados a la desintegración del hielo de GRAVENOR y KUPSCH (1959, p. 49). En él se definen los depósitos de alto relieve como depósitos de relieve local superiores a 10 m, los depósitos de relieve mediano entre 5 y 10 m y los depósitos de bajo relieve inferiores a 5 m.

Las crestas de las morrenas a lo largo de gran parte de su extensión tienen una topografía de lomas y hondonadas de alto relieve (mapa fuera de texto y fig. 12). Estas fajas de colinas a lo largo de las crestas tienen en general aproximadamente 1 a 2 km de ancho. En un arco de lomas de la morrena Aurora al sur de Cullen, las hondonadas son de 50-200 m de ancho con colinas que se elevan 15-20 m sobre las depresiones (foto 5). Un corte en una de las colinas muestra acarreo vagamente estratificado sobre till; las líneas de estratificación siguen la forma superficial de la colina sugiriendo que el acarreo se derrumbó poco a poco sobre el till (foto 6). Se encontró cortes similares al acarreo estratificado sobreyacente al till en la cresta inferior de la morrena Aurora al norte de Puerto Nuevo. También se ubicaron colinas en las cuales aparece sólo till. La evidencia estratigráfica anterior sugiere que la topografía de colinas y hondonadas se originó cuando se derritió el hielo atrapado en la morrena recién depositada; el material sobreyacente se derrumbó por la pérdida de soporte, siendo lavado y estratificado levemente en el proceso. También las crestas de las colinas son más o menos concordantes localmente en altura, sugiriendo que las crestas de las morrenas originariamente fueron relativamente parejas. El derrumbe y topografía de lomas resultante se desarrolló posteriormente a la deposición de la morrena.

La topografía de lomas y hondonadas de relieve mediano y bajo se halla en campos pequeños, aparentemente no asociados con morrenas terminales (mapa fuera de texto). En algunos casos, las colinas son exclusivamente de till suelto a compacto; pero es más común que ellas estén formadas de till con depósitos estratificados sobreyacentes, en que las

líneas del derrumbe son paralelas a la forma superficial (foto 7). En todos los afloramientos conocidos el till es amarillo. Bloques erráticos de un promedio de 2 x 2 x 3 m son comunes en la superficie de las colinas; los bloques grandes son con más frecuencia de rocas ígneas y metamórficas de la cordillera. Las colinas, con un promedio de altura de 5-10 m (excepcionalmente hasta 25 m), están espaciadas entre las hondonadas, las últimas a veces rellenas con lagos o lechos lacustres secos y con frecuencia con turbas. Estos campos pequeños de la topografía de colina y hondonada se hallan comúnmente asociados con canales de drenaje glacial, descritos más adelante. A menudo se encuentra la topografía de loma y hondonada sobrepuesta en el manto de acarreo acanalado.

Se ha observado que la topografía de loma y hondonada de relieve mediano a bajo gira en un arco, de norte a noreste del lago Vergara (mapa fuera de texto), cuyo borde septentrional está razonablemente definido. Los cortes muestran principalmente el till amarillo, tanto como acarreo estratificado y depósitos derrumbados, como los descritos anteriormente. Se halla topografía de colina y caldera de bajo relieve en fajas y lomas anchas al suroeste del lago Vergara. Estas lomas bajas siguen la orientación básica de la loma del lago Vergara. Los cortes en las colinas muestran el till amarillo o limos y arenas sin estratificación, aunque en algunos casos los limos y arenas tienen estratificación gradada. Se encontró el till tanto sobreyacente como subyacente a los limos y arenas. Los bloques erráticos son comunes en la superficie de los depósitos. En las fotos aéreas se puede determinar que los depósitos son más gruesos, con relieve más elevado sobre el manto de acarreo acanalado, en el borde más alejado del hielo. La topografía de colina y caldera se adelgaza y desaparece hacia el borde más cercano al hielo. Se tratará sobre estas fajas o lomas más adelante.

Topografía de loma y hondonada: predominantemente de acarreo estratificado.

Aproximadamente a 10 km al sur de Puerto Porvenir se halla un campo de kames típico. Aunque está fuera del área de estudio, el autor cree conveniente llamar la atención sobre ello porque no se ha descrito con anterioridad ninguno parecido en el área. La estratigrafía de estos kames muestra principalmente estructuras de derrumbe tipo *ice-contact* con manto fuerte, plegamiento y fallas menores acompañantes. Se encontró en una colina varves

con manto de 15° sobreyacente al till amarillo. Son comunes en esta área concentrados del tipo rezagó, como se indicó en la sección Estratigrafía (ver: Depósitos fluviales y otros). Morfológicamente el campo de kames es muy parecido a la topografía de loma y hondonada de alto relieve en las crestas de las morrenas.

Rasgos desintegracionales mostrando control del hielo.

Al sur del lago Bello se hallan dos tipos básicos de lomas largas que se cree sean de origen asociado a la desintegración del hielo (mapa fuera de texto). Ambos tipos muestran lineación pronunciada, pero son muy distintos en su morfología y orientación.

El primer tipo se denomina en el mapa "lomas lineales *thrust*" o de empuje (para una discusión de la interpretación de este rasgo y del razonamiento para la introducción del término, ver la sección penúltima de este trabajo) y están compuestas principalmente de till color pardo, con una matriz de limo a arena fina. Es común que sus superficies estén cubiertas espaciadamente con grava y bloques erráticos grandes. Estas lomas varían en altura entre 1 y 10 m, en ancho entre 10 y 60 m y en longitud continua de 100 m a casi 9 km. Sus crestas pueden ser muy irregulares, subiendo y bajando abruptamente. Estas lomas pueden ser muy rectas en su plan general, o pueden ser ligeramente arqueadas. Localmente dentro de este plano recto, las lomas pueden ser sinuosas (Fig. 13). En las depresiones a lo largo de las lomas se hallan lagos, lechos lacustres secos, canales -activos o secos- o topografía de colina y hondonada de bajo relieve, a menudo sobrepuesto al manto de acarreo acanalado. Como ocurre con las lomas bajas, al suroeste del lago Vergara, la profundidad del depósito con topografía de lomas y hondonadas, es más grande en el borde distal al hielo que lo depositó, o sea, donde se junta con la loma lineal y adelgaza hacia el borde proximal al hielo. Estas lomas, paralelas una a la otra, tienen un rumbo perpendicular a la acanaladura.

El segundo tipo de loma lineal desintegracional se denomina en el mapa "lomas lineales *en echelon*". Están compuestas principalmente de un till limoso a arenoso y es común que las superficies estén cubiertas espaciadamente con grava y bloques erráticos. Estas lomas varían en altura entre 1 y 15 m, en ancho entre 30 y 300 m y en longitud continua entre 200 m y 3 km. Tienen las crestas parejas y lisas. Aunque a veces muy rectas, estas lomas mues-

tran normalmente una ligera curvatura, por lo menos en una parte de su extensión (mapa fuera de texto y Fig. 19), formando un ángulo agudo (15° a 42° , promedio 34°) con la acanaladura. Estas lomas y sus orientaciones son tratadas extensivamente en la penúltima sección de este trabajo.

En la figura 13 se ilustra un punto de unión de los dos tipos de lomas. La loma lineal thrust está superpuesta sobre la loma lineal en echelon. La superposición, o sea, la ubicación de una loma sobre la otra (GRAVENOR y KUPSCH, 1959), implica que la loma superior es posterior en depositación a la loma inferior. KUPSCH, 1956 (en GRAVENOR y KUPSCH, 1959), describe superposición sin distorsión aparente de la loma inferior. Sin embargo, el caso ilustrado en la figura 13 muestra algo de distorsión morfológica de la loma inferior. Lomas lineales thrust cruzan lomas lineales en echelon en tres casos del área del mapa: (1) el ilustrado en la figura 13, (2) un caso similar al anterior y (3) un caso en el cual la loma superpuesta no produce distorsión a la loma inferior.

DRENAJE GLACIAL

Canales y bancos marginales y submarginales, y verederos subglaciales asociados.

La mayoría de los canales y bancos marginales y submarginales (formados debajo o a lo largo del margen del hielo) se encuentran desde la cabecera de bahía Inútil hacia el oeste, hasta aproximadamente el río MacClelland en la orilla austral y hasta el río Discordia en la orilla septentrional (mapa fuera de texto). Los canales son en general anchos, de piso plano y laderas escarpadas (foto 8), escasamente paralelos y a veces tan cercanos entre ellos que aparecen como si fueran bancos, uno arriba del otro. Típicamente tienen desde algunos cientos de metros hasta 8 km de largo, 80-100 m de ancho y 5-20 m de profundidad, con una pendiente muy baja, en general cercana a 0,5%. Son más frecuentemente paralelos a las curvas de nivel en la mayor parte de su extensión, y luego viran hacia la bahía en ángulo agudo para fluir consecuente a la pendiente local¹. Un canal consecuente puede correr perpendicular a varios canales que siguen paralelamente a las curvas de nivel, estando los últimos bien desarrollados en el lado occidental del canal conse-

¹ El término consecuente (*consequent*) sigue la definición de DERBYSHIRE (1962), p. 1117). Consecuente, entonces, quiere decir un canal que fluye cerro abajo de acuerdo con la pendiente local.

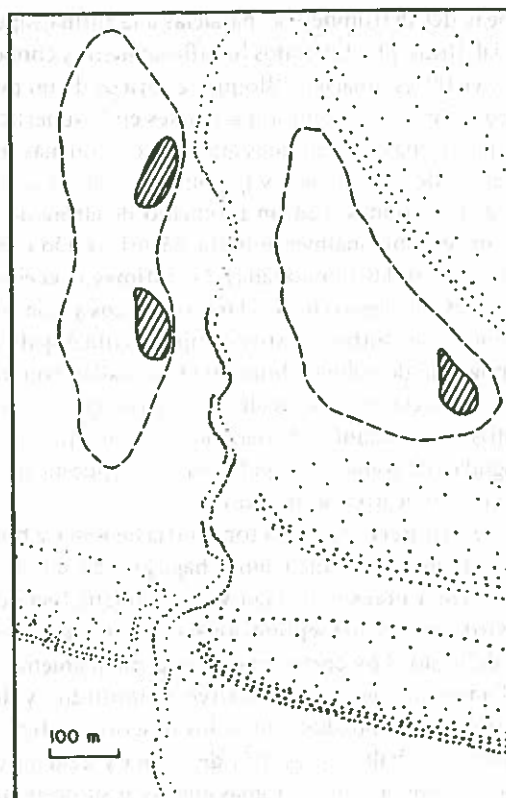


Fig. 13 Cruzamiento de dos tipos de lomas lineales desintegracionales, las lomas lineales "thrust", angostas, superpuestas en las lomas lineales "en echelon". Las áreas achuradas corresponden a lagos; las líneas segmentadas muestran los límites del lecho lacustre seco. Basado en fotografías aéreas.

cuate, pero no existiendo en el lado oriental. Tal es el caso cerca de la bahía del río MacClelland, chorrillo Yohn y en el cañadón Portales, donde fluye consecuentemente por la cresta inferior del sistema de morrenas Aurora (mapa fuera de texto). La mayoría de los canales paralelos a las curvas de nivel, y algunos de los canales consecuentes, están secos, o rellenados con turbas. Los canales secos están a menudo abiertos en los dos extremos, frecuentemente teniendo discontinuidades donde desaparecen para luego volver a aparecer más adelante en su curso. A lo largo de algunos de los canales, fluyen corrientes activas, aunque en general sean muy pequeñas en relación con el tamaño del valle que ocupan. Al oeste del río MacClelland, en la orilla austral, y al oeste del río Discordia, en la orilla septentrional, la mayoría de las corrientes activas actualmente han cortado cursos independientes de los canales más antiguos. Al oeste del río MacClelland, las corrientes más nuevas cortan los canales que se

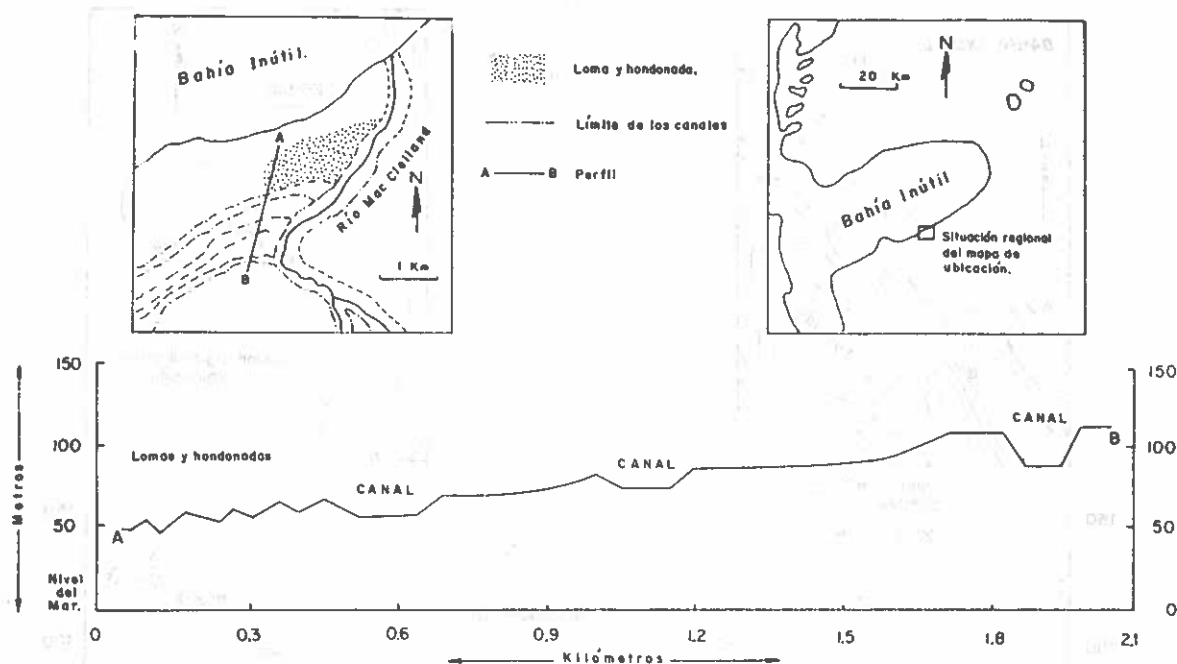


Fig. 14 Perfil transversal de canales marginales o submarginales, 1 km al oeste del río MacClelland.

extienden paralelamente a las curvas de nivel en un ángulo de 90 grados (mapa fuera de texto).

En la mayoría de los casos, los canales están erosionados en till. Cuando se presentan depósitos fluviales en sus pisos, suelen ser de arenas y guijas medianas a muy gruesas, con estratificación cruzada. Los depósitos fluviales raramente sobrepasan de 1 a 2 m de espesor. Es común encontrar depósitos con pequeñas lomas de till en los pisos de los canales; en un caso sobreyacen a sedimentos fluviales delgados. La topografía de colina y hondonada de relieve mediano a bajo aparece a menudo en uno o ambos lados de los canales; cuando aparece en un solo lado, lo hace de preferencia del más cercano al hielo que lo depositó (Fig. 14). En unos pocos casos, la topografía de loma y hondonada ha sido cortada por los canales. Se encuentran bloques erráticos grandes en las áreas planas entre algunos canales paralelos a las curvas de nivel, en general aumentando en número hacia los lados más alejados del hielo depositante (Fig. 15). Estos bloques erráticos tienen un tamaño promedio de 2 m de diámetro, aunque algunos alcanzan a medir hasta 8 x 8 x 10 m. En la orilla austral los bloques erráticos observados fueron casi siempre de granito. En la orilla septentrional se encontraron bloques erráticos derivados de la Formación Tobífera, rocas verdes y esquistos como también de granito. Los bloques se encuentran en la superficie o incorporados al acarreo (fotos 9 y 10).

Interpretaciones

El hecho de que la mayoría de los canales no sean consecuentes, o sea, que no sigan la pendiente local, sino que sean paralelos a las curvas de nivel, indica que por lo menos una de sus paredes fue de hielo durante la formación del canal, manteniendo así el flujo perpendicular a la pendiente. La topografía de loma y hondonada, tan estrechamente relacionada con los canales, implica la proximidad de hielo en estancamiento. Además, el till en los pisos de varios canales, sugiere que los canales se formaron en túneles en el hielo, probablemente submarginales de cuyo techo se derrumbó el till cuando se derretió el hielo.

Los tipos de toma (*intake*) de los canales de drenaje glacial fueron estudiados por DERBYSHIRE (1962). Según su clasificación, los dos tipos de toma más comunes en los canales aquí descritos, son tomas de banco (*bench intakes*) y tomas de corriente normal (*normal stream intakes*). Encontró que las tomas de banco son más frecuentes en asociación con los canales marginales y submarginales y que las tomas de corriente normal, en circunstancias parecidas a ellas en el área de bahía Inútil, son más frecuentes en asociación con el drenaje submarginal y subglacial (DERBYSHIRE, 1962, p. 1115-1117). Basándose en los tipos de toma, la orientación de los canales, la topografía de loma y hondonada asociada y los depósitos de till, se concluye que los canales paralelos a las curvas de nivel se for-

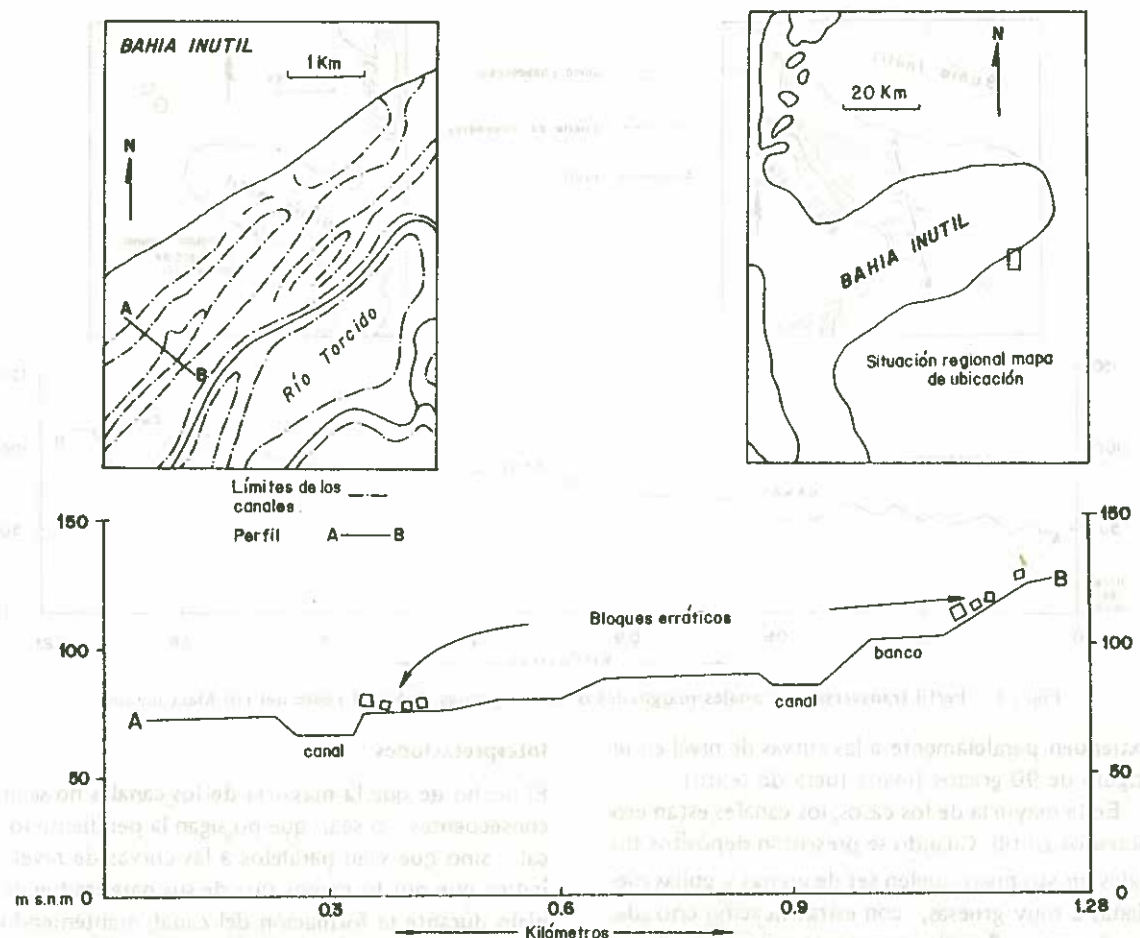


Fig. 15 Perfil transversal de banco y canales marginales o submarginales con bloques erráticos, cerca de la estancia Sandra.

maron marginal y submarginalmente. Salvo donde se hallan depósitos monticulosos de till en los pisos de los canales, indicando formación submarginal, es difícil distinguir entre los canales formados submarginalmente. Puede haber gradaciones de los dos en un mismo canal. VON ENGELN (1911, p. 120), observando ventisqueros actuales, encontró que en algunos casos "marginal streams at their heads are... submarginal streams coming into the open". A medida que se encogió el lóbulo de hielo, las corrientes marginales, probablemente prefirieron los canales submarginales ya cortados, siguiendo hacia abajo el borde del hielo.

Los canales consecuentes se interpretan como formados subglacialmente cuando son la continuación de un canal marginal o submarginal, o cuando constituyen una confluencia de dos o más canales marginales o submarginales. El segmento de un canal singular paralelo a las curvas de nivel, se formó por aguas que fluyeron a lo largo o debajo del margen del hielo. El segmento consecuente del canal

fue formado por estas mismas aguas que fluyeron hacia la bahía y cuyo curso fue necesariamente debajo del hielo. Sissons (1960, p. 1577-1578) describió un sistema parecido, denominando al segmento consecuente como vertedero subglacial (*subglacial chute*). Esta interpretación puede ser extendida para incluir los vertederos subglaciales que son la confluencia de dos o más canales marginales o submarginales. Por consiguiente, los vertederos subglaciales recibieron aguas del derretimiento de uno o de varios canales marginales o submarginales, probablemente en etapas distintas del retroceso del hielo.

Sistemas de canales subglaciales

El sistema de canales subglaciales laguna Larga, designado como tal en el mapa fuera de texto, muestra tributarios concordantes bien desarrollados sobre una gran área, todos alimentando a un solo canal, el canal laguna Larga. Todos los canales tienen pisos planos y laderas escarpadas.

En la actualidad el canal laguna Larga se encuentra parcialmente seco, o con lagos, depósitos de turbas y corrientes pequeñas. Las corrientes activas fluyen al este de la actual laguna Larga y al oeste de la laguna Torres. El perfil longitudinal, desde la cabecera en el oeste a la desembocadura en el este es en general convexo, con el punto de mayor altura "corriente abajo" de la cabecera. Las ondulaciones locales del perfil se evidencian por lagos sin desagüe que llenan los bajos del perfil ondulatorio. El rebote isostático de la tierra tiende a disminuir esta diferencia de pendientes. El hielo era más grueso sobre el área occidental, presionando a ésta más que al área oriental que estaba sometida a un peso relativamente menor de hielo. Cuando el hielo retrocedió, el área occidental subió más que el área oriental. Aunque probablemente en mínima proporción, cualquiera diferencia resultante del rebote isostático tiende a aumentar una pendiente cerro abajo de oeste a este, o sea, de laguna Larga al este y a disminuir una pendiente cerro abajo de este a oeste, o sea, de laguna Torres al oeste. Resulta así que el perfil convexo, cuyo punto de mayor altura queda "corriente abajo" de la fuente, probablemente fue aún más pronunciado durante la época de la formación del canal.

El canal laguna Larga varía entre 150 y 400 m de ancho y 5 a 30 m de profundidad. Un corte de 3 m en un costado del canal muestra arena y grava estratificada fluvial o glaciofluvialmente. Los tributarios del canal laguna Larga son mucho menores que la confluencia, variando entre 2 y 20 m de profundidad y 20 a 50 m en el ancho promedio, aunque algunos canales poco profundos y planos tienen hasta 400 m de ancho. Generalmente se halla topografía de colina y hondonada de bajo relieve, tanto en las tomas como en los pisos de los tributarios, especialmente donde se juntan con el canal laguna Larga. Ahí, algunos canales tributarios están casi borrados por el acarreo con montículos. El canal laguna Larga tiene un tributario que es homogéneamente ancho, denominado en el mapa como el canal Seco. Este tiene un ancho promedio de 100 a 200 m con 5 a 20 m de profundidad. A menudo, los tributarios del canal Seco tienen una topografía de loma y hondonada de bajo relieve que los caracteriza, en o cerca de sus tomas. Un corte de 3 m en el costado del canal Seco muestra gravas y arenas fluviales o glaciofluviales; también se encuentran en el corte varios cantos rodados erráticos, desgastados por la acción de la corriente. Un estrato de loess sobreyace a la columna estratigráfica en el lado a

sotavento (oriental) del canal. Una pequeña corriente fluye actualmente en el canal Seco.

La topografía de colina y caldera de bajo relieve en los pisos de los canales sugiere una formación subglacial; el acarreo sobreyacente fue depositado con el derretimiento y derrumbe del techo de hielo. También, la topografía de loma y hondonada en y alrededor de las tomas de los canales sugiere una formación subglacial (ver DERBYSHIRE, 1962). El perfil longitudinal ondulatorio y la sección desde la cabecera del canal a la laguna Torres, donde el flujo debe haber sido cerro arriba, indica flujo bajo presión hidrostática, lo que acontece a lo largo de túneles subglaciales completamente cerrados. En base a la evidencia anterior, se concluye que el sistema de canales laguna Larga se formó como un sistema de drenaje subglacial, funcionando intacto por un período relativamente largo y/o con gran volumen de agua como se evidencia por la gran erosión.

Es dudoso que un sistema subglacial extensivo como el sistema laguna Larga, se haya desarrollado o mantenido bajo un ventisquero que fue realmente activo, puesto que cualquier movimiento del hielo basal cambiaría de sitio el curso de la corriente. El hielo tenía que ser suficientemente grueso, por lo menos en la sección occidental, para mantener la presión hidrostática, pero esto no implica hielo activo. Las secciones "corriente abajo" de los canales mayores estaban probablemente descubiertas en una etapa posterior de su formación; pero es probable también que se formaran inicialmente debajo del hielo.

El sistema laguna Larga y el sistema de canales Guanaco, desembocaron en un sistema de lagos, las orillas de los cuales son muy evidentes en las fotos aéreas. La orilla más alta del sistema de lagos está dibujada en el mapa. Actualmente, lagos extensos y de poca profundidad ocupan esta área plana. Los limos y arcillas son comunes ahí, pero sólo ocasionalmente muestran estratificación gradada (Sergio Céspedes, com. pers., 1973).

Canales con paredes de hielo

Los canales con paredes de hielo no son tan profundos como los canales submarginales y subglaciales descritos hasta ahora, teniendo generalmente de 1 a 5 m de profundidad y de 30 a 90 m de ancho, excepcionalmente de 300 y hasta 400 m. Los canales pueden estar llenos con acarreo, pudiendo tener topografía de loma y hondonada en gran parte de sus extensiones. También, es común ver cómo apa-

recen gradaciones de la topografía de loma y hondonada a uno o ambos lados de los canales, sin que éstos la intersecten. En estos últimos casos, las colinas pueden exhibir una leve alineación con la misma orientación que la del canal en cuestión. Al verlos en el mapa, los canales presentan un pattern de unidades paralelas y cruzadas, en dos grupos principales: un grupo formando un ángulo de aproximadamente 15° con la acanaladura y el otro, en un ángulo de aproximadamente 50° (mapa fuera de texto y Fig. 16). Hay varias unidades paralelas en cada grupo y localmente en áreas muy pequeñas, un canal individual puede romperse en unidades pa-

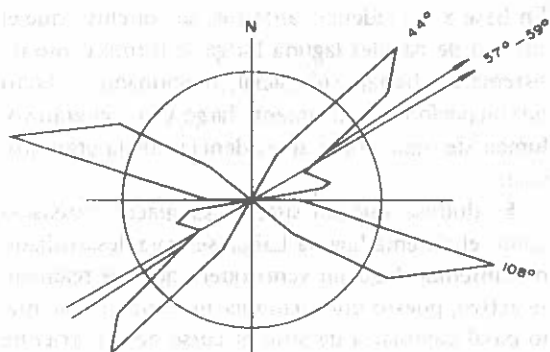


Fig. 16 Orientación de los canales con paredes de hielo en dos grupos. Los canales fueron medidos en un área de 200 km^2 en las inmediaciones del lago Jack Cameron. Las flechas indican la orientación de la acanaladura. Los números representan la orientación promedio de cada grupo de canales.

rales las cuales forman un pattern *en echelon* (Fig. 17). Los canales de los dos grupos pueden juntarse y cruzarse concordantemente, en la curva de un canal continuo, o uno puede truncar el otro (Fig. 18). En algunos de los canales fluyen pequeñas corrientes.

Se ha interpretado que éstos son canales con paredes de hielo que se formaron a lo largo de grietas del mismo, constituyendo así rasgos erosionales asociados a la desintegración del hielo. El término "canal con paredes de hielo" (*ice walled channel*) se utiliza según GRAVENOR y KUPSCH (1959). Se refiere a canales formados por corrientes fluyendo tanto en zanjas abiertas como en túneles de hielo. Otros investigadores también han manifestado que las corrientes prefieren las grietas en el hielo como líneas de flujo (McKENZIE, 1969, p. 417; HENDERSON, 1959, p. 30). La topografía de loma y hondonada en los pisos de los canales, tan estrechamente relacionada, implica la presencia de techos

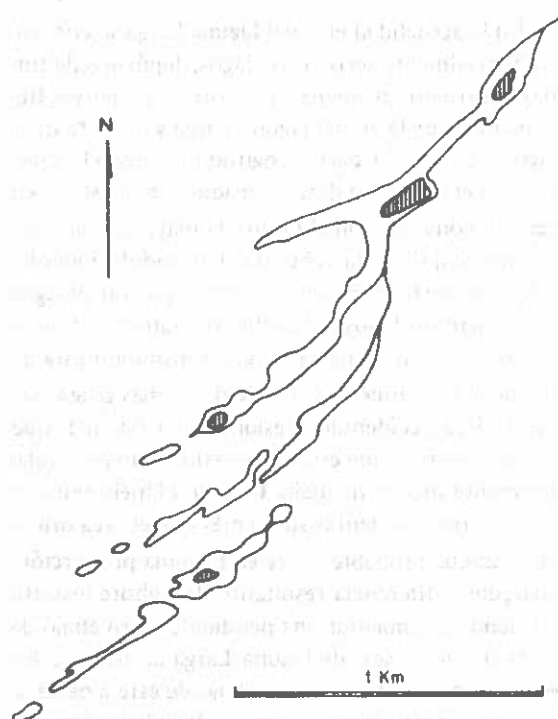


Fig. 17 Dibujo esquemático de canales secos de poca profundidad y los lagos asociados (áreas achuradas) con una ordenación "en echelon". El dibujo está basado en fotografías aéreas de un canal ubicado 5 km al suroeste del lago Jack Cameron.

de hielo y/o la proximidad de hielo estancado durante la formación de los canales. Además, el pattern de los canales muestra un control obvio que no tiene relación con la pendiente local. Aunque no es común, se vieron a veces dos canales, iguales en tamaño, cruzándose acordemente, sin que ninguno de ellos fuera completamente consecuente con la pendiente local. Este fenómeno implica un control distinto al control normal de la gravedad. Por ésto, los canales con paredes de hielo fueron probablemente erosionados tanto dentro de túneles encerrados en el hielo, como en zanjas abiertas entre bloques del mismo. El hielo se desintegró de una manera controlada, probablemente quebrándose a lo largo de fracturas (de cizalle?) desarrolladas en el manto de hielo en movimiento, a lo largo de las cuales se erosionaron los canales.

Canales oblicuos a las laderas

Al sur del sistema de morrenas Aurora y al norte del canal Guanaco, se hallan canales oblicuos a la pendiente del cerro (mapa fuera de texto). Estos canales, levemente sinuosos, con pisos planos y ahora por lo general completamente secos, varían mu-

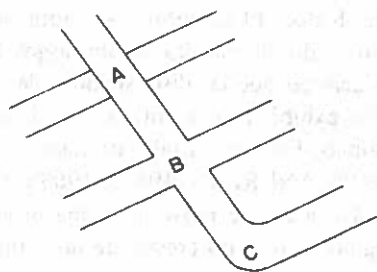


Fig. 18 Tipos de uniones de los grupos de canales con paredes de hielo. A: troncado; B: acorde; C: continuo.

cho en tamaño; de 30 a 200 m de ancho y de 1 a 20 m de profundidad. Con frecuencia la pared cerro abajo del canal es significativamente más baja que la pared cerro arriba, pero muy rara vez completamente ausente. Los canales están comúnmente abiertos en un extremo y pueden recibir varios tributarios en sus lados más alejados del hielo depositante. A vista del mapa, el pattern es de varios canales levemente paralelos y cruzados. Las uniones e intersecciones de dos canales pueden estar completamente truncadas o concordantes, siendo más comunes estas últimas. Muchos canales pueden ser seguidos actualmente en las fotos aéreas como una línea de hondonadas de poca profundidad. Se halla algo de topografía de loma y hondonada de bajo relieve en los lados más cercanos al hielo depositante de los canales grandes, justo al norte del canal Guanaco. En orientación general, los canales son típicamente oblicuos a las curvas de nivel y a la pendiente, "drenando" en el sistema de canales Guanaco.

Parece, por la gran variedad de evidencia, que la formación de este complejo de canales fue un proceso complicado. A causa de que los canales, en general, son paralelos a las curvas de nivel o son oblicuos a la pendiente, se supone que por lo menos una pared del canal fue de hielo durante el tiempo de su formación. Las discontinuidades también sugieren la presencia del hielo durante el desarrollo del canal (ver TARR, 1908). El hecho de que en las fotos aéreas se pueda seguir algunos de estos canales como una línea de hondonadas poco profundas, implica uno de dos factores: (1) que los canales fueron cortados subglacialmente y subsecuentemente rellenos por acarreo, cuando se derrumbó el techo y paredes de hielo, ó (2) que los canales fueron cortados subaéreamente en acarreo con núcleo de hielo y la topografía de montículos asociada sería el resultado de la distribución y derretimiento disparado del hielo. Cuando se considera esto junto a la otra evidencia disponible, parece que la explicación (1) es la más probable. Se sugiere que estos ca-

nales se formaron marginal y submarginalmente, la última posiblemente controlada en parte por fracturas en el hielo. El margen, a lo largo y debajo del cual se formaron los canales, puede haber sido el borde delantero del glaciar encorvado. A medida que este borde retrocedió de este a oeste, el margen del hielo en estancamiento cruzaría el área en forma más y más oblicua. Con el grado creciente de estancamiento y permeabilidad del margen del hielo, las aguas submarginales penetrarían más y más bajo el hielo. La orientación oblicua de los canales es, probablemente en parte, el resultado de uno o de ambos factores.

Drenaje proglacial

Los canales grandes se apartan del manto de hielo antiguo. Aunque en general fluyeron perpendicularmente desde su borde, algunos siguen un curso marginal en la primera parte de su extensión, por ejemplo, los canales al norte del sistema de morrenas Aurora y al oeste de Cullen. Los canales cortados en el lecho rocoso y en till, son anchos: 300 m a 1 km, aunque el canal proglacial Los Santos, donde se aparta de la morrena, tiene más de 6 km de ancho. También, son profundos: de 30 a más de 100 m. La mayoría de los canales tiene un pequeño arroyo que fluye en ellos, pero muchos están completamente secos. Las aguas de derretimiento proglaciales probablemente siguieron los valles preglaciales, profundizándolos y ampliándolos en gran medida.

RASGOS ASOCIADOS A LA DESINTEGRACION DEL HIELO COMO INDICADORES DEL FLUJO Y DE LA ESTRUCTURA DEL HIELO.

El área de bahía Inútil proporciona una oportunidad excelente para el estudio de los rasgos relacionados tanto con la desintegración del hielo, como aquellos asociados con las estructuras en el manto de hielo, porque los rasgos estructurales de la geología regional pre-Cuaternaria son insignificantes como para tener algún efecto notable en la geomorfología.

Terminología

Rasgos similares a las lomas lineales discutidas en este informe han sido descritos por otros autores: MAWDSLEY, 1936; LAWRENCE y ELSON, 1953; HOPPE, 1957, 1959; GRAVENOR y KUPSCH, 1959; ANDREWS, 1963a, 1963b; y STROMBERG, 1965. Se ha llamado a las lomas: *cross-valley moraines*, *washboard moraines* o *ridges*, *De Geer morai-*

nes, o *linear disintegration ridges* (lomas lineales desintegracionales). La terminología muy descriptiva introducida por GRAVENOR y KUPSCH (1959) parece ser la preferida, y se la emplea aquí en una forma modificada.

El término "loma lineal desintegracional" fue introducido por los últimos autores para señalar a las lomas lineales que resultan de grietas en el hielo, llenadas con acarreo durante el estancamiento. Estos autores también definen a las lomas lineales desintegracionales depositadas a lo largo de grietas o planos de fallas, formados cuando el hielo aún fluía, como rasgos mostrando control del flujo heredado (*inherited flow control*). Es probable que haya por lo menos tantas formas de lomas lineales desintegracionales, mostrando control del flujo heredado, como tipos de grietas que puedan desarrollarse en los mantos de hielo en movimiento. En la mayoría de los casos, no es necesario nombrar cada tipo según su modo de origen específico. El término general "loma lineal desintegracional mostrando control del flujo heredado", es usualmente preferible. Sin embargo, en el área estudiada, se asocian estrechamente dos tipos muy diferentes de estas lomas, las cuales incluso contactan una con otra. El autor cree que los dos tipos reflejan orígenes distintos, motivo por el que se propondrán los términos siguientes.

Se propone el término puramente descriptivo "lomas lineales desintegracionales en *echelon*" para aquellas que muestran una ordenación en *echelon*. El término más corto "lomas lineales en *echelon*" implica formación en fracturas de tensión en *echelon* en el hielo. Típicamente, estas lomas son relativamente cortas, anchas y de cresta pareja.

"Lomas lineales desintegracionales normales a la acanaladura" es un término puramente descriptivo que se refiere solamente a la forma básica y a la orientación, no al tipo de origen. Donde hay razón para creer que las lomas se formaron a lo largo de fallas inversas en el hielo, se puede denominar al depósito como "loma lineal *thrust*". Esto se refiere solamente a la loma y no a la topografía de colina y caldera asociada. Estas lomas son típicamente angostas con una cresta irregular.

Rasgos similares en otras áreas

HOPPE (1957, 1959) sugirió que lomas encontradas en Suecia, parecidas a las lomas lineales del área de bahía Inútil, se formaron a lo largo de grietas basales en el hielo marginal por el prensado del hielo (*ice pressing*): del flujo de acarreo saturado por agua hacia el interior de los huecos adentro de y

debajo del hielo. El corroboró su hipótesis, mostrando por medio de estudios de los rasgos de la fábrica del acarreo que las disposiciones de los clasos parecen exhibir una orientación en ángulo recto a las lomas. En otro estudio de rasgos similares en Isla Baffin, ANDREWS (1963a, 1963b) también encontró fábricas que mostraron una orientación de un ángulo recto a las crestas de las lomas. Del mismo modo, él concluyó que los rasgos se formaron por el flujo del acarreo saturado hacia el interior de un sistema de grietas basales en el hielo. Además, STROMBERG (1965), cuando describió rasgos similares en Suecia, sugirió que se podían haber originado en grietas basales en el hielo glaciar.

ELSON (1957) propuso que rasgos parecidos en las llanuras canadienses pueden haber sido depósitos de la zona subglacial, cerca del margen del hielo, donde el hielo activo se fracturó en fallas inversas, moviéndose hacia arriba y encima del hielo marginal estancado.

GRAVENOR y KUPSCH (1959) describieron grupos de lomas lineales con crestas parejas, en general de un ancho bastante consistente, en un patrón cruzado complejo. Ellos estimaron que las lomas se formaron por el prensado del hielo a lo largo de grietas abiertas en el hielo. Distinguieron entre las lomas anteriores y lomas *washboard*; las últimas en general son discontinuas y de altura y ancho muy variable. Ellos sostienen que las lomas *washboard* se formaron subglacialmente, a lo largo de planos angostos de fallas inversas en el hielo.

A causa de la relación única en el área de bahía Inútil de dos tipos de lomas muy distintos y la topografía de loma y hondonada asociada, se puede investigar con nuevos antecedentes las teorías iniciales de los autores anteriores, y en algunos casos se las puede extender. Se debiera prevenir, sin embargo, que no tiene la intención que las hipótesis propuestas aquí sean aplicadas a otras áreas de estudio. Además, no se puede aceptar completamente estas hipótesis hasta que se hayan completado más estudios estratigráficos, especialmente en la determinación de la relación estratigráfica entre las lomas, la topografía de colina y hondonada acompañante y el acarreo circundante.

Descripción

Se encuentran dos tipos de lomas lineales desintegracionales al norte de la laguna Larga y al sur de los lagos Vergara y Bello. Las lomas lineales desintegracionales normales a la acanaladura tienen de 1 a 10 m de altura, 10 a 60 m de ancho, y poseen

una cresta irregular y ondulada (Figs. 13, 19 y 20). Con frecuencia las lomas son desproporcionadas en su perfil transverso, con la ladera más alejada del hielo depositante siendo la más escarpada. Asociadas con estas lomas existen áreas de topografía de loma y hondonada de bajo relieve, que son más gruesas en el borde más alejado del hielo depositante, que en el borde más cercano al mismo (ver: Rasgos desintegracionales mostrando control del hielo). En contraste, las lomas lineales desintegracionales *en echelon* son simétricas, anchas (30-300 m) y con laderas y crestas muy parejas (compare la forma morfológica en la figura 13). Estas últimas forman un ángulo agudo con la acanaladura (15° a

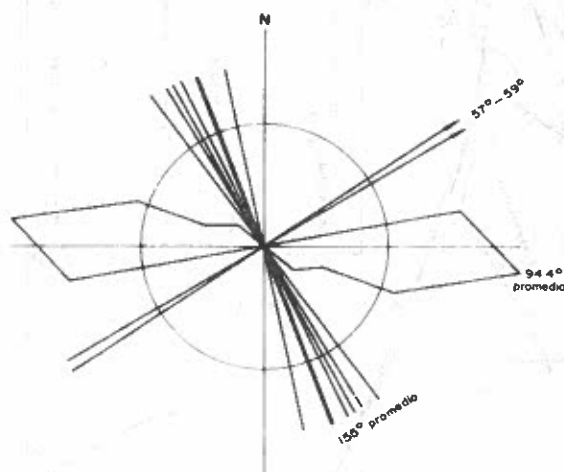


Fig. 20 Orientación de las lomas lineales desintegracionales. La orientación este-oeste es de las lomas lineales desintegracionales *"en echelon"* (promedio 94.4°). Cada loma lineal normal a la acanaladura ha sido trazada individualmente (promedio 155°). Las flechas indican la orientación de la acanaladura.

42° , promedio 34°) y con el canal laguna Larga (20° a 54° , promedio 44°). Los dos tipos de lomas están compuestos principalmente de un till limoso a arenoso, con grava y bloques erráticos que son comunes en sus superficies.

Las fajas de topografía de loma y hondonada de bajo relieve, sin una loma lineal desintegracional definida acompañante, siguen una orientación parecida a la de las lomas lineales *thrust* (mapa fuera de texto). De la misma manera que la topografía de loma y hondonada asociada con las lomas lineales *thrust*, estas fajas tienen depresiones largas entre ellas, aunque no tan pronunciadas como la anterior, con pocos lagos y encontrándose actualmente menos drenaje en las depresiones. Estas fajas son más anchas que las asociadas con las lomas lineales *thrust*, aumentando en grosor hacia el borde más

alejado del hielo depositante. Estas se componen de till y de gruesas capas de limo y arenas muy homogéneas, en general sin estratificación aparente. Se hallan manchas aisladas de grava y bloques erráticos en sus superficies.

Modos sugeridos de formación

Teóricamente se espera que la línea de una falla inversa sea perpendicular al máximo esfuerzo principal compresivo, o sea, levemente perpendicular a la acanaladura y paralelo al margen en el caso de un ventisquero (el eje de la acanaladura no representa necesariamente al máximo esfuerzo principal compresivo sino al esfuerzo normal; el máximo esfuerzo principal del hielo glacial probablemente fue influido por un gran número de variables, las cuales no se pueden deducir solamente de los rasgos erosionales y deposicionales. Entonces se usa el eje de la acanaladura sólo como una guía a una orientación aproximada del máximo esfuerzo principal compresivo). GRAVENOR y KUPSCH (1959), también asumieron esto último en un caso similar. Sugirieron además (op. cit., p. 55) que las lomas lineales desintegracionales formadas a lo largo de planos angostos de fallas inversas por procesos de ablación y del prensado del hielo, muestran una variabilidad de altura y ancho dentro de una misma loma. Así es el caso de las lomas lineales normales a la acanaladura en el área de bahía Inútil. Las últimas fueron depositadas después de las lomas lineales desintegracionales *en echelon*, en algunos casos, como se ve por su superposición. El hielo que depositó las lomas lineales desintegracionales *en echelon*, probablemente empezó a estancarse al mismo tiempo que se formaron las presumibles fallas inversas asociadas con las lomas lineales desintegracionales normales a la acanaladura. Se sugiere que estas lomas y los rasgos asociados se desarrollaron como sigue:

El término del manto del hielo, que entonces estaba en un estado de retroceso general, estaba inmóvil y estancado. Mientras siguió la ablación, el hielo se estancó en una zona crecientemente más grande. El hielo del oeste fluyó activamente, y cuando fue detenido por el hielo inmóvil, se produjeron fallas inversas (Fig. 21a). La acción erosiva asociada con el movimiento en los planos de las fallas inversas fue responsable de la formación de pequeñas cuencas en el lecho, aproximadamente en el lugar en que la falla inversa del hielo fue tangente al lecho. (Esta erosión relacionada con fallas inversas en ventisqueros fue señalada primero por W. V.

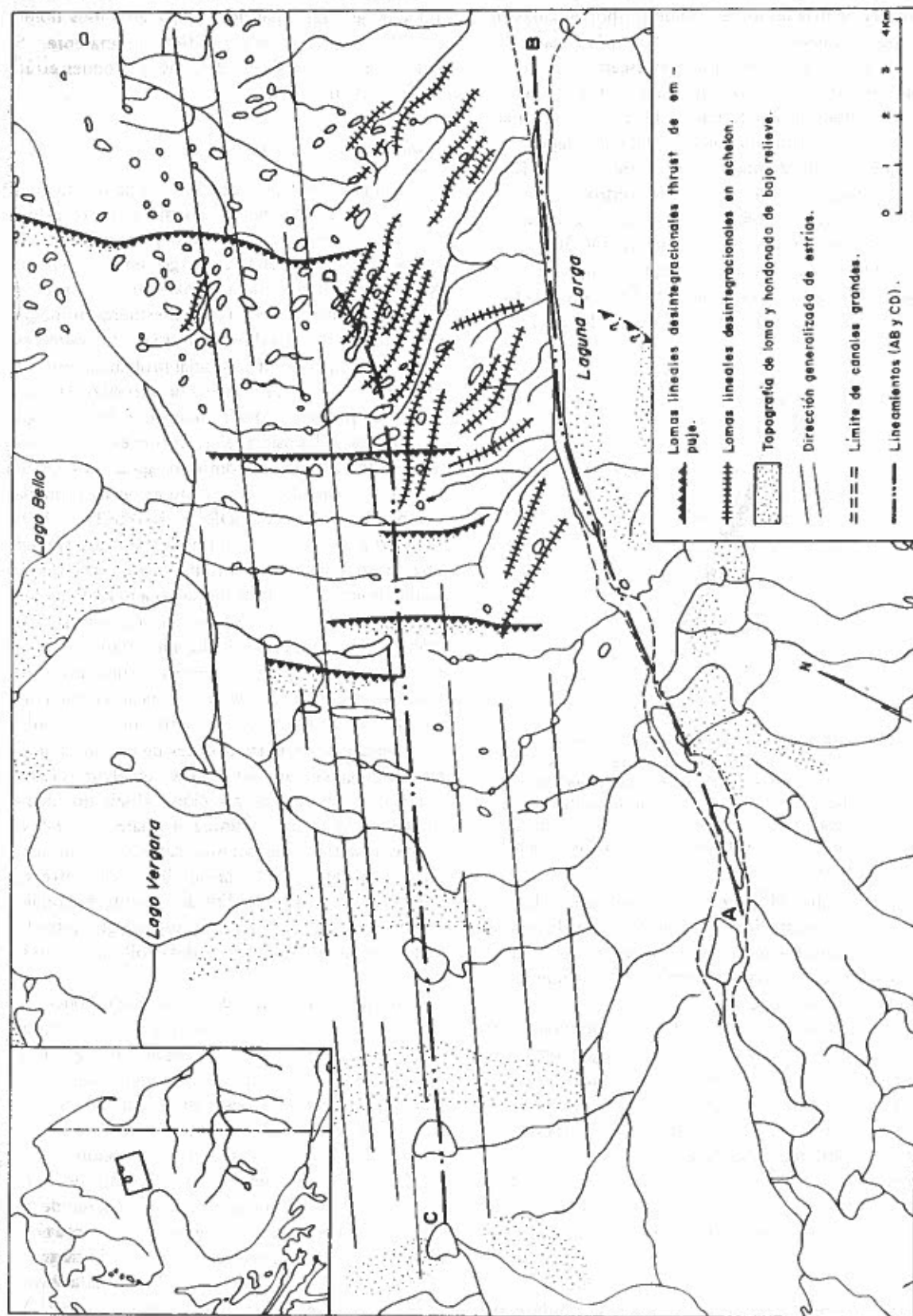


Fig. 19 Lomas lineales desintegracionales y los rasgos asociados. Se ha dibujado el drenaje en todos los canales co-

LEWIS, en NYE, 1951, p. 568). A lo largo de los planos de fallas inversas, hubo transporte de desechos. La mayoría del material fue probablemente transportado a lo largo de la pared colgante en movimiento (Fig. 21a). El estancamiento, avanzando desde el término del ventisquero en el sentido "corriente arriba", muy pronto inmovilizaría al hielo de la zona de las fallas inversas. La falla puede haber sido algo abierta por la erosión entre los bloques de hielo, debido a las aguas del derretimiento. El hielo estancado se separó eventualmente a lo largo de las fallas inversas (Fig. 21b). La propia loma lineal puede haberse formado por el prensado del hielo después de que éste se estancara (Fig. 21b). Los desechos en el hielo que se concentraron cerca del plano de la falla inversa y que cayeron para formar la topografía de loma y hondonada de bajo relieve, se espera que sean más gruesos cerca de la loma lineal, o sea, hacia el plano de la falla inversa (Fig. 21c). Puede ser que los bloques erráticos se hayan asentado sobre la loma durante esa etapa. La cuenca erosionada en la base de la falla inversa activa, sería un área baja después de la desaparición del hielo y subsecuentemente rellenada con lagos y drenaje.

Las fajas de topografía de loma y hondonada de bajo relieve, sin una loma lineal *thrust* de empuje, son muy parecidas en muchos aspectos a las fajas de topografía de loma y hondonada con una loma acompañante. Parece plausible que estas fajas se formaron en asociación con las fallas inversas desarrolladas en el manto de hielo en movimiento, tal como aquellas asociadas con las lomas lineales normales a la acanaladura. No obstante, a causa de la complejidad de esta forma del terreno, deben continuarse las investigaciones antes de aventurar cualquier conclusión final.

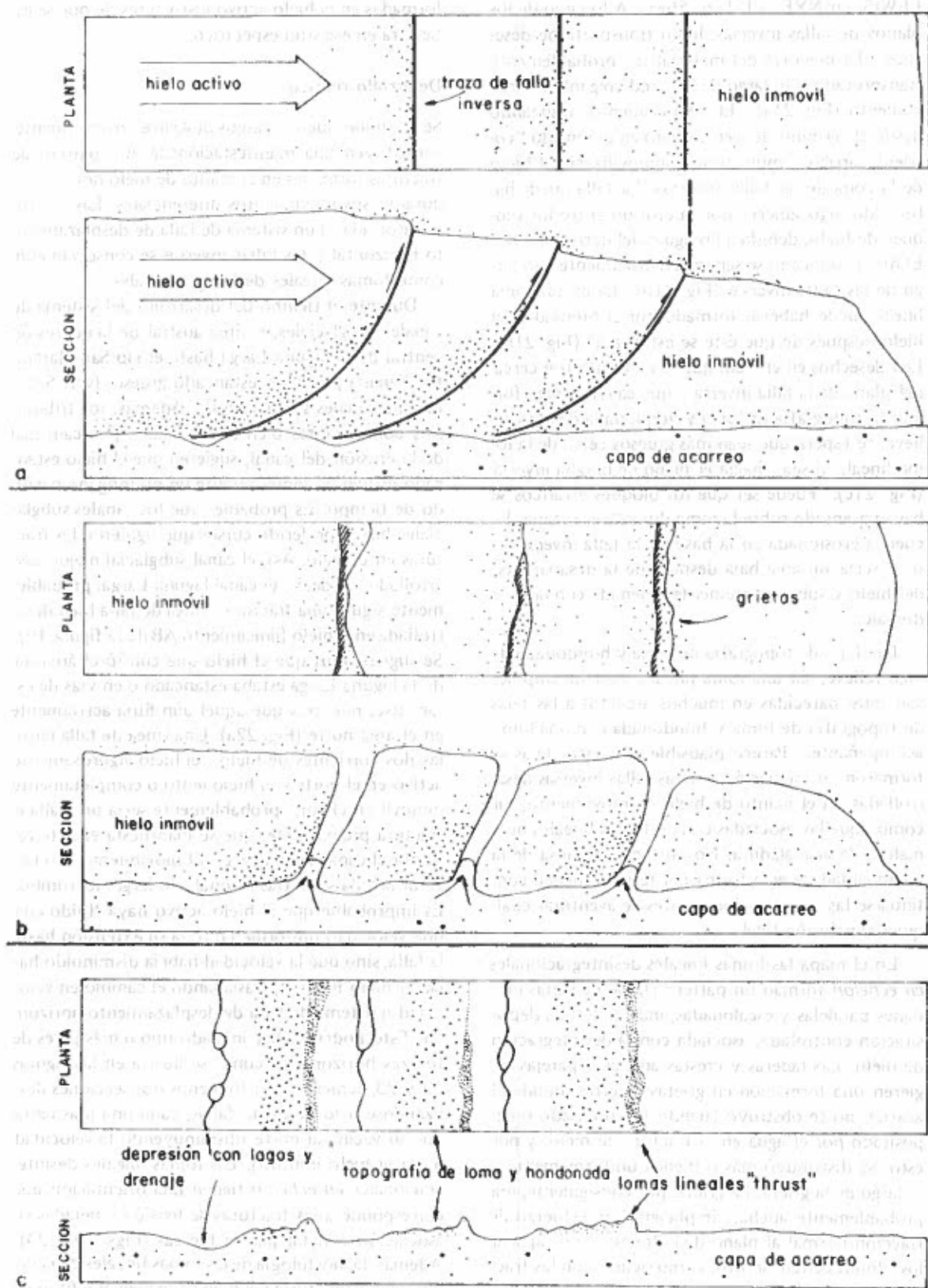
En el mapa las lomas lineales desintegracionales *en echelon* forman un pattern rígido de varias unidades paralelas y escalonadas, indicando una deposición controlada, asociada con la desintegración de hielo. Las laderas y crestas anchas y parejas sugieren una formación en grietas abiertas, donde el acarreo no se obstruyó cuando fue prensado o depositado por el agua en la fractura de hielo, y por esto, se distribuyó más o menos uniformemente a lo largo de la grieta. La grieta, por consiguiente, era probablemente ancha, implicando un esfuerzo de tracción normal al plano de la fractura, que aparta los bloques circunscritos, como ocurre con las fracturas de tensión y de extensión. Las lomas lineales desintegracionales *en echelon*, manifiestan fracturas

formadas en el hielo activo justo antes de que se estancara en ese sitio específico.

Desarrollo teórico

Se propone que los rasgos descritos anteriormente, constituyen una manifestación de un pattern de fracturas formadas en el manto de hielo deformado durante sus movimientos diferenciales. Las fracturas asociadas a un sistema de falla de desplazamiento horizontal y las fallas inversas se conservan aún como lomas lineales desintegracionales.

Durante el tiempo del desarrollo del sistema de canales subglaciales, el área austral de la depresión central de la laguna Larga hasta el río San Martín, fue llenada por hielo estancado grueso (ver: Sistemas de canales subglaciales). Además, los tributarios concordantes bien desarrollados y la cantidad de la erosión del canal, sugieren que el hielo estancado estuvo presente durante un prolongado período de tiempo. Es probable, que los canales subglaciales hayan preferido cursos que siguieron las fracturas en el hielo. Así, el canal subglacial mejor desarrollado, es decir, el canal laguna Larga, probablemente siguió una fractura o línea de falla bien desarrollada en el hielo (lineamiento AB de la figura 19). Se sugiere aquí que el hielo que cubrió el área sur de la laguna Larga estaba estancado o en vías de estancarse, mientras que aquel aún fluía activamente en el área norte (Fig. 22a). Una línea de falla entre las dos corrientes de hielo, el hielo vigorosamente activo en el norte y el hielo lento o completamente inmóvil en el sur, probablemente sería una falla o fractura preexistente, que se manifiesta en este caso por el canal laguna Larga. El movimiento a lo largo de la falla sería traslacional a lo largo del rumbo. Es improbable que el hielo activo haya fluido con una velocidad uniforme en toda su extensión hasta la falla, sino que la velocidad habría disminuido hacia el hielo inmóvil, trasladando el cambio en velocidad al sistema de falla de desplazamiento horizontal. Esto podría haber iniciado uno o más pares de fuerzas horizontales como se ilustra en las figuras 22 y 23, teniendo por lo menos dos secciones deslizándose a lo largo de fallas, cada una más lenta que su vecina al norte (disminuyendo la velocidad hacia el hielo inmóvil). Las lomas lineales desintegracionales *en echelon* tienen una orientación que corresponde a las fracturas de tensión esperadas en asociación con tal par de fuerzas (Figs. 19 y 23). Además, la morfología de las lomas lineales *en echelon* sugiere una formación en probables fracturas *en echelon*, en las cuales un esfuerzo de tracción apar-



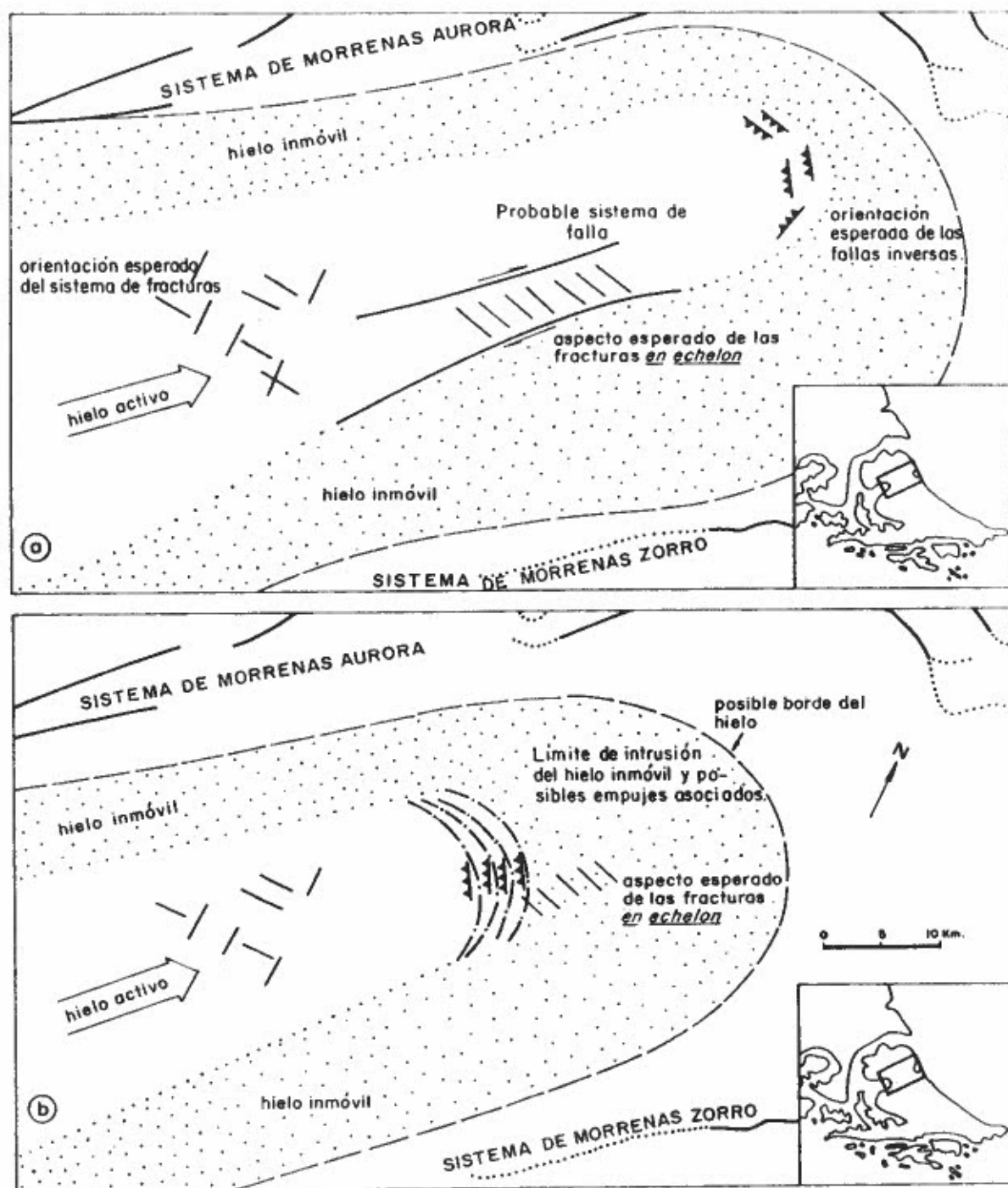


Fig. 22 Secuencia del estancamiento teórico del lóbulo bahía Inútil.

- ← Fig. 21 Formación hipotética de las lomas lineales "thrust" y los rasgos asociados (figura 21a según Flint, 1971).
- El hielo activo es detenido por el hielo inmóvil. Desarrollo de fallas inversas. El movimiento en la base de la falla erosiona depresiones. Los desechos (punteado) han sido transportados a lo largo de la pared colgante.
 - El hielo se estanca. Las fallas inversas están algo abiertas por la erosión de aguas del derretimiento. El hielo eventualmente se separa a lo largo de las fallas. Formación de la loma lineal por el prensado del hielo.
 - Los desechos concentrados cerca de la línea de la falla caen como topografía de colina y caldera. La cuenca formada por la erosión en la base de la falla se llena por lagos y drenaje.

tó las paredes. La segunda línea de falla involucrada, como se muestra en las figuras 22 y 23, está marcada en la actualidad por una serie de lagos (lineamiento CD de la figura 19).

Otra evidencia también soporta la hipótesis de que una corriente de hielo con movimiento diferencial se desarrolló en el área al norte del canal laguna Larga. La acanaladura es mucho más pronunciada en el área septentrional, indicando allí un movimiento de hielo más pronunciado. Además, las fracturas en general están asociadas con hielo activo y no con hielo estancado (MEIER, 1959; NYE, 1951). Los grupos de canales con paredes de hielo cerca del lago Jack Cameron, las lomas lineales *thrust* y las lomas lineales *en echelon*, todos los cuales se encuentran en el área septentrional, están muy probablemente relacionadas con fracturas y fallas en el manto de hielo en movimiento.

Mientras siguió la ablación de la zona terminal de la nariz del ventisquero en el sentido "corriente arriba", el hielo se convirtió en hielo inmóvil en una zona crecientemente más ancha, eventualmente rodeado al hielo en el área de las fracturas *en echelon*. Cuando el hielo activo fue obstaculizado por el hielo estancado, pueden haberse desarrollado fallas inversas cuya zona seguiría corriente arriba

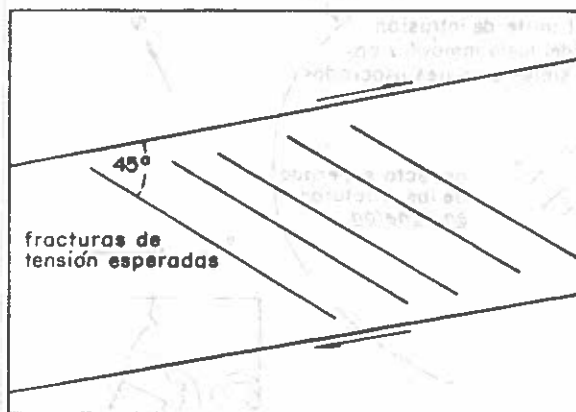


Fig. 23 Pares de fuerzas horizontales y las fracturas de tensión "en echelon" esperadas.

junto con la zona de estancamiento (Fig. 22b). Las lomas lineales *thrust* y los rasgos asociados probablemente se formaron en asociación con tales fallas inversas.

Los dos tipos de loma lineal y la topografía de loma y hondonada pueden haber sido depositados en un lago marginal poco profundo y algo extensivo. Como se mencionó anteriormente, sectores grandes de la topografía de loma y hondonada de bajo relieve asociada con las lomas lineales *thrust* se

componen de limos y arenas. En general, los cortes no muestran estratificación, pero a veces muestran secciones gruesas de estratificación gradada que indica deposición lacustre. Estos lechos de estratificación gradada con frecuencia son derrumbados, con una capa sobreyacente de till de ablación, indicando así, o acarreo con núcleo de hielo, o hielo glacial en las cercanías. Según examen en el terreno, se encontró que la matriz del till de las lomas es muy parecido a las arenas y limos del área de la topografía de loma y hondonada. Los resultados de un mapa preliminar de los sedimentos, muestran una distribución que sugiere un posible lago marginal. A causa del relieve muy bajo de la topografía regional, es probable que el lago sería de poca profundidad.

La existencia de un lago marginal poco profundo no afecta significativamente a las hipótesis propuestas anteriormente.

CONCLUSIONES

1. Dos crestas bien definidas de un solo sistema de morrenas terminales delimitan la ubicación antigua del margen glacial. Las dos secciones laterales de este sistema de morrenas están trazadas en el mapa. No se ha ubicado en tierra la sección del sistema de morrenas terminales, transversas al sentido de flujo glacial, que delimitan la ubicación antigua de la nariz del ventisquero. Por esto, se supone que la sección transversa puede estar ubicada en la actual bahía San Sebastián y por lo tanto, el ventisquero que depositó a todo el sistema de morrenas terminales, debiera haber avanzado por lo menos hasta ahí.
2. Los canales de drenaje glacial se clasifican genéricamente en base a la morfología, los depósitos y las interrelaciones existentes entre ellos. Se han distinguido así varios tipos de canales de drenaje glacial, todos con pisos planos y laderas escarpadas.
 - a. Los canales y bancos marginales y submarginales tienen típicamente una orientación paralela a las curvas de nivel y son paralelos unos al otro. A menudo, se encuentran depósitos con montículos de till en sus pisos y a veces sobreyacentes a los depósitos fluviales. Con frecuencia se halla topografía de colina y caldera en los lados más cercanos al hielo depositante de los canales. Se encuentran bloques erráticos grandes en concentraciones locales sobre las áreas planas que quedan entre algunos canales. En algunos lugares los blo-

- ques aumentan significativamente en número hacia los lados más alejados del hielo depositante de los canales.
- b. Los vertederos subglaciales son canales, consecuentes a la pendiente local, que son la continuación de un solo canal marginal o submarginal, o la confluencia de dos o más canales marginales y submarginales. Estos son morfológica y estratigráficamente muy parecidos a los canales submarginales.
 - c. El sistema extensivo de canales subglaciales laguna Larga muestra tributarios concordantes bien desarrollados que alimentan a un solo canal, el canal laguna Larga. Su perfil longitudinal es ondulatorio, con secciones largas donde el flujo debe haber sido cerro arriba. Es común encontrar topografía de colina y caldera en las tomas de los tributarios y también se halla en los pisos de los canales. El acarreo con montículos casi llena completamente varios canales tributarios donde se juntan con el canal laguna Larga.
 - d. Al verlos en el mapa, los canales con paredes de hielo presentan un pattern de unidades paralelas y cruzadas en dos grupos principales: un grupo con rumbo NE-SO y un grupo con rumbo NO-SE, sin ninguna orientación que dependa completamente de la pendiente local. Se halla con frecuencia topografía de loma y hondonada en uno o ambos lados de los canales. Las colinas a veces muestran lineación levemente paralela al canal. Los canales con paredes de hielo pueden ser casi borrados por el acarreo con montículos que los llena.
 - e. Los canales oblicuos a las laderas son más variables en tamaño que los canales submarginales descritos anteriormente y son oblicuos a la ladera.
- Pese a las diferencias, se ha interpretado también a los canales oblicuos a las laderas como formados bajo el margen del hielo. Algunos de estos canales, grandes y secos, pueden tener intersecciones concordantes en que un canal cruza al otro. A menudo los canales están parcial o completamente rellenos por acarreo monticuloso.
3. Se distinguen dos tipos muy distintos de lomas lineales desintegracionales: lomas lineales *en echelon*, típicamente cortas, anchas y de cresta pareja; y lomas lineales *thrust*, típicamente an-

gostas con una cresta ondulada. Las lomas lineales desintegracionales pueden ser clasificadas genéricamente y en general en base a su morfología, orientación, frecuencia y depósitos asociados, y más específicamente, cuando se les considera en relación con otros rasgos morfológicos en una visión general. Cuando se interpretan así las lomas lineales desintegracionales, en el área de la bahía Inútil, se pueden inferir varias conclusiones:

- a. Las lomas lineales *en echelon* están asociadas con un sistema de fallas de desplazamiento horizontal, desarrollado en el manto de hielo en movimiento. Este sistema sería el resultado del frenamiento producido por el hielo inmóvil y estancado en el área al sur de la laguna Larga. La diferencia de velocidad entre el hielo vigorosamente activo en el norte y el hielo inmóvil en el sur, se tradujo en el sistema de fallas.
- b. Las fallas inversas (manifestadas por las lomas lineales *thrust*), se desarrollaron subsecuentemente a las fracturas *en echelon* (manifestadas por las lomas lineales *en echelon*). Las fallas inversas se formaron cuando el hielo inmóvil y estancado, impidió el paso del hielo móvil hacia el oeste.
4. Los rasgos lineales desintegracionales (canales con paredes de hielo, lomas lineales *thrust* y lomas lineales *en echelon*) manifiestan fallas y fracturas formadas en el hielo activo. La deposición o erosión efectiva de estos rasgos ocurrió después de que se estancara el hielo, inmovilizando así a las fallas y fracturas. Esto sugiere una transición rápida de hielo móvil a hielo en estancamiento y desintegración.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera hacer presente la valiosa colaboración que me ha brindado la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) de Punta Arenas, al facilitarme el acceso a su archivo técnico y uso de sus instalaciones. Específicamente quisiera agradecer al personal del Departamento de Exploraciones de ENAP, y en especial al Sr. Eduardo González P., sin cuya generosidad el estudio hubiera sido imposible. También debo agradecer al Dr. Maarten de Wit, del Lamont-Doherty Geological Observatory, Nueva York, por leer crítica y pacientemente este manuscrito, por su aliento y valiosas sugerencias.

Incluyo mi reconocimiento a los doctores Dave Thomas y R.D. Taber de la Universidad de Washington, Seattle, y al Dr. I.W.D. Dalziel de la Universidad de Columbia, Nueva York, por la bibliografía facilitada. Aprovecho la oportunidad para agradecer a los doctores V.S. Mallory y A.L. Washburn de la Universidad de Washington, Seattle, al Sr. Hernán Contreras M., de la Universidad de Chile, Santiago y al Dr. Tom Nimlos de la Universidad de Montana, Missoula, por las sugerencias y construc-

tivas críticas.

Agradezco a la Sra. Elena Torres de Sorochan por haber hecho las correcciones de la traducción al castellano y al Sr. Claudio Venegas C., por las finales.

Y dejo constancia de mi eterno agradecimiento al Sr. K.J. Raedeke por su aliento, paciente ayuda y asistencia en terreno. Y finalizo con mi más sincero agradecimiento al Cuerpo de Paz de los Estados Unidos, por su constante apoyo.

REFERENCIAS

- ANDREWS, J.T. 1963a. Cross-valley moraines of the Rimrock and Isortoq River valleys, Baffin Island, N.W.T. *Geogr. Bull.* **19**, 49-77.
- ANDREWS, J.T. 1963b. The cross-valley moraines of north-central Baffin Island. *Geogr. Bull.* **20**, 82-129.
- AUER, V. 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I. The ice and interglacial ages. *Finland Acad. Sci. Ann.*, ser. A, sec. III. **45**, 226 p.
- AUER, V. 1958. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part II. The history of the flora and vegetation. *Finland Acad. Sci. Ann.*, ser. A, sec. III. **50**, 239 p.
- AUER, V. 1959. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part III. Shoreline Displacements. *Finland Acad. Sci. Ann.*, ser. A, sec. III. **60**, 247 p.
- AUER, V. 1965. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part IV. Bog Profiles. *Finland Acad. Sci. Ann.*, ser. A, sec. III. **80**, 160 p.
- BONARELLI, G. 1917. Informe geológico sobre exploraciones petrolíferas en Magallanes. *Min. de Fomento, Depto. de Minas y Petróleo*. Santiago, 83 p.
- BRUEGGEN, J. 1950. Fundamentos de la geología de Chile. *Inst. Geográfico Militar*. Santiago, 374 p.
- CALDENIUS, C.C. 1932. Las glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geogr. Annaler.* **14**, 1-164.
- CESPEDES, S., RIVERA, R. y OTERO, A. 1956. Levantamiento geológico del área China Creek-Río del Oro, Tierra del Fuego. *Emp. Nac. del Petróleo*, informe inédito, Punta Arenas, 17 p.
- CORTES, R., CESPEDES, S., RODRIGUEZ, F. y RIVERA, R. 1955. Levantamiento geológico del área Filaret-Río Chico, Tierra del Fuego. *Emp. Nac. del Petróleo*, informe inédito, Punta Arenas, 24 p.
- DERBYSHIRE, E. 1962. Fluvio-glacial erosion near Knob Lake, central Quebec-Labrador, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.* **73**, 1111-1126.
- DIAZ, C. y ROBERTS, R.C. 1959-60. The great soil groups of Chile. En: *Agricultura Técnica*, Min. Agricultura. Santiago, p. 37-64.
- DUHART, J. 1962. Estudio geológico del área Seno Almirantazgo-Canal Whiteside-Lago Blanco (porción sur-central de Tierra del Fuego). *Emp. Nac. del Petróleo*, informe inédito, Punta Arenas, 43 p.
- ELSON, J.A. 1957. Origin of washboard moraines. *Geol. Soc. Am. Bull.* **68**, p. 1721.
- FERGUSON, C.E. Sin fecha. Glosario de la ciencia de los suelos. *Agencia Desarrollo Internacional (AID)*. Washington, D.C., 98 p.
- FERUGLIO, E. 1949-50. Descripción geológica de la Patagonia. *Dir. Gen. Yac. Petrol. Fisc.* **1**, 334 p. (1949); **2**, 349 p. (1949); **3**, 431 p. (1950). Buenos Aires.
- FLINT, R.F. 1971. *Glacial and Quaternary geology*. John Wiley and Sons, New York, 892 p.
- GARY, M., McAFEE Jr., R. y WOLF, C.L., ed. 1972. *Glossary of geology*. Am. Geol. Inst. Washington, D.C., 805 p.
- GRAVENOR, C.P. y KUPSCH, W.O. 1959. Ice-disintegration features in western Canada. *Jour. Geol.* **67**, 48-64.
- HENDERSON, E.P. 1959. Superficial geology of Sturgeon Lake map-area, Alberta. *Canada Geol. Survey Mem.* **303**, 108 p.
- HOPPE, G. 1957. Problems of glacial morphology and the Ice Age. *Geogr. Annaler.* **39**, 1-18.
- HOPPE, G. 1959. Glacial morphology and Inland ice recession in northern Sweden. *Geogr. Annaler.* **41**, 193-212.
- KUPSCH, W.O. 1956. Crevasse filling in southwestern Saskatchewan, Canada. *Verh. k. Nederlandsch Geol. - Myabouwkundig Genoot*, geol. ser. **16**, 236-241.
- LAWRENCE, D.B. y ELSON, J.A. 1953. Periodicity of deglaciation in North America since the

- late Wisconsin Maximum. *Geogr. Annaler* **35**, 83-104.
- MANNERFELT, C.M. 1945. Some glaciomorphological forms and their evidence as to the downwasting of the island ice in Swedish and Norwegian mountain terrain. *Geogr. Annaler*. 1-239.
- MAWDSLEY, J.B. 1936. The washboard moraines of the Opawica-Chibougamau area, Quebec. *Roy. Soc. Can. Trans.*, ser. 3, **30** (4), 9-12.
- MCKENZIE, G.D. 1969. Observations on a collapsing kame terrace in Glacier Bay National Monument, south-eastern Alaska. *Jour. Glaciol.* **8**, 413-425.
- MEIER, M.F. 1959. Mode of flow of Saskatchewan Glacier, Alberta, Canada. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*. **351**, 70 p.
- MERCER, J.H. 1970. Variations of some Patagonian glaciers since the late-Glacial. *Am. Jour. Sci.* **269**, 1-25.
- MUNSELL COLOR DIVISION. 1971. Munsell soil color charts. Baltimore, Killmorgen Corp.
- NYE, J.F. 1951. The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity. *Roy. Soc. London Proc.*, ser. A. **207**, 554-572.
- PALMER, K. 1972. Report of geological reconnaissance studies in the Seno Almirantazgo area of the south Andes Cordillera. *Emp. Nac. del Petróleo*, informe inédito. Punta Arenas, 23 p.
- PETTIJOHN, F.J. 1949. *Sedimentary rocks*. Harper and Brothers, New York, 526 p.
- SISSONS, J.B. 1960. Subglacial, marginal, and other glacial drainage in the Syracuse-Oneida area, New York. *Geol. Soc. Am. Bull.* **71**, 1575-1588.
- STROMBERG, B. 1965. Mappings and geochronological investigations in some moraine areas of south-central Sweden. *Geogr. Annaler*. **47A**, 73-82.
- TARR, R.S. 1908. Some phenomena of the glacier margins in the Yakutat Bay region, Alaska. *Zeitschr. für Gletscherk.* **3**, 81-110.
- U.S. Department of Agriculture. 1951. *Handbook # 18*. Washington, Govt. Printing Office.
- VALENZUELA, H. 1957. Informe geológico del área Río Marazzi-Estancia Cameron, Tierra del Fuego. *Emp. Nac. del Petróleo*, informe inédito. Punta Arenas, 7 p.
- VON ENGELN, O.D. 1911. Phenomena associated with glacier drainage and wastage, with special reference to observations in the Yakutat Bay region, Alaska. *Zeitschr. für Gletscherk.* **6**, 104-150.

Nota del Editor:

El manuscrito del presente trabajo fue recibido en el Instituto de Investigaciones Geológicas en el mes de Diciembre de 1974 para su aprobación para ser publicado en la Revista Geológica de Chile. Desde esa fecha permaneció en carpeta siendo retardada su publicación definitiva por los cambios de editores, las sucesivas correcciones derivadas de la traducción efectuada del original en inglés al castellano, la adecuación de las figuras al formato requerido, y la falta de contacto directo con el autor.

Debido a estas circunstancias, que dificultaron su edición final, se expresan las debidas excusas por este prolongado atraso en su aparición. Se agradece la labor realizada por la Sección Cartografía del Instituto de Investigaciones Geológicas en el dibujo de las figuras y mapa que aquí aparecen.

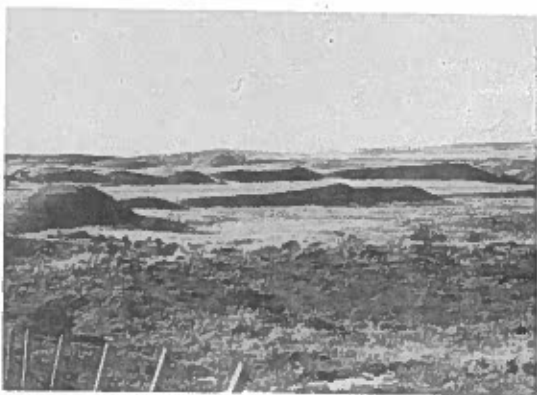


Foto 1 Colinas desintegracionales alteradas por el viento cerca del río MacClelland.



Foto 3 Concentrado tipo "rezago" en el corte del río Discordia.



Foto 2 Depósitos fluviales cerca del río MacClelland.

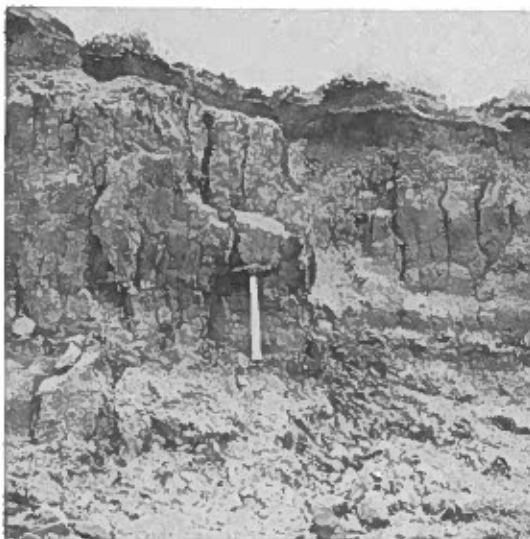


Foto 4 Capa de loess mostrando cinco horizontes de suelo enterrados, cerca del río MacClelland.

Foto 5 Topografía de colina y caldera de alto relieve en la cresta septentrional de la morrena Aurora.



Foto 6 Acarreo derrumbado sobre till. Un corte en una colina de la morrena Aurora.



Foto 7 Acarreo derrumbado sobre till. Un corte en una colina al noreste del lomo Zorro.



Foto 8 Canal marginal o submarginal cerca de la estancia Sandra.



Foto 10 Bloques erráticos incorporados en el till cerca de estancia Sandra.



Foto 9 Bloques erráticos de superficie cerca de la estancia Sandra.

