

LA FUNCION MORFOGENETICA DE LAS ISLAS DEL CABO DE HORNOS EN EL WURM SUPERIOR

JOSE F. ARAYA-VERGARA

Departamento de Geografía Universidad de Chile

ABSTRACT

In the southern end of Chile and South America (55 to 56° S.) there are forms which allow to formulate the following hypothesis:

In the southern end, the action and movement field of the ice field during the last glaciation must be reconstructed as it follows: The mountain range Peninsula Hardy (Hoste Island) - Wollaston Islands, which is proposed to appeal Cape Horn Cordillera in the paleogeographic sense, was the break up center of the ice field toward the North as well as the South. Consequently, Nassau Bay acted as glacigenic piedmont during an alaskian type glaciation. The morainic system of the southern coast of Navarino and Lennox islands is related to the genesis of the Windbond Bay lobe in an area of piedmont lakes, showing the push of the ice mantle from the South on the platform which-paleogeographically can be called Nassau- Windbond glacigenic piedmont.

This hypothesis is different to that of KRANCK and CALDENIUS, whose theory assumes that the ice push was from the N W (Darwin Range). The new hypothesis is proved with the use of morphological, stratigraphical, sedimentological and geochronological methods.

The results show that during the Dryas (Gotiglacial and Finiglacial) the ice advanced dragging eroded materials from the Cape Horn mountains range. This involucres new criteria to establish the age of the glacigenic and coastal forms in the area, with reference to Upper Wurm's stadia.

1. ANTECEDENTES E HIPOTESIS

En el extremo austral de Chile y de Sudamérica (55° a 56° L.S.) tres grandes accidentes del relieve destacan para un análisis: el alineamiento archipelágico península Hardy (Isla Hoste) - islas Wollaston, la bahía Nassau y la costa de las islas Navarino y Lennox. La península Hardy y las Wollaston son un alineamiento o cadena montañosa de los Andes y su modelado es alpino. La bahía Nassau es epicontinental y su fondo está comunmente a menos de 100 m. de profundidad. La costa sur de Navarino es una costa lobulada y las líneas de drenaje próximas tienden a ser paralelas a los lóbulos (fig. 1).

Hasta ahora, no había trabajos directos sobre este sector, con respecto a la evolución geomorfológica. Las deducciones sobre la extensión y el campo de

EXTENSION DE LA GLACIACION EN EL SECTOR DE CORDILLERA
DE CABO DE HORNOS BAHIA NASSAU E ISLA NAVARINO

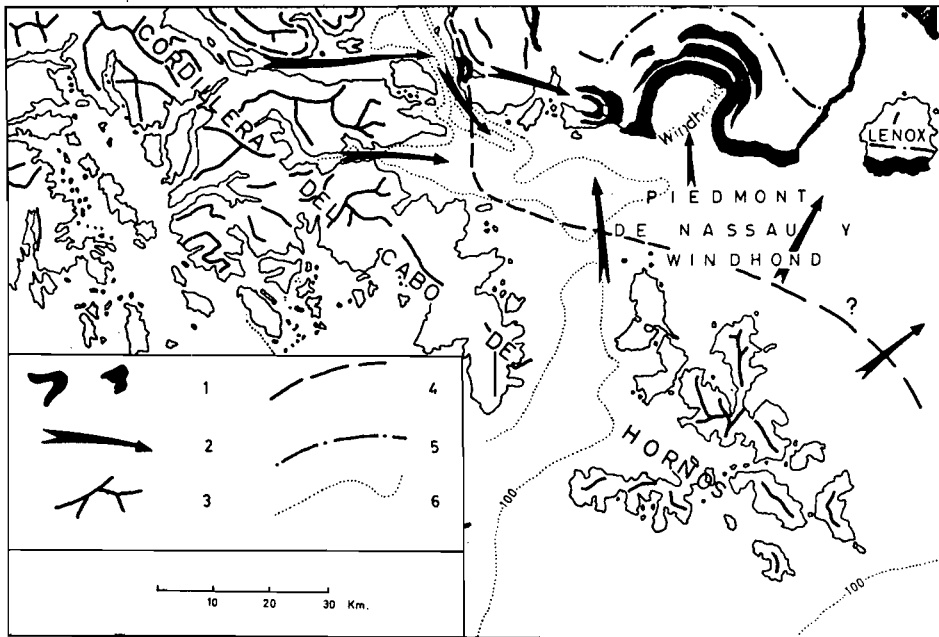


Fig. 1.

| | |
|-----------------------|----------------------------|
| 1 MORRENA TERMINAL | 4 LIMITE ULTIMO ESTADIO |
| 2 DIRECCION DEL HIELO | 5 LIMITE PENULTIMO ESTADIO |
| 3 LINEAS DE CUMBRES | 6 ISOBATAS |

la última glaciación pleistocénica existentes hasta la fecha son sólo extrapolaciones. CALDENIUS (1932:77) en su magistral obra, anota lo siguiente:

“La isla Lennox es conocida como uno de los yacimientos de oro en otros tiempos más ricos de la Tierra del Fuego. El oro aparece allí en pegmatita dentro de los bloques graníticos de las morenas y constituye una de las características de las morenas terminales de la Tierra del Fuego. Según expresión de KRANCK consiste la parte meridional de la isla Lennox en importantes murallones de morrenas terminales, que hacia el este tienen su continuación por el lado meridional de la isla Nueva y probablemente pueden notarse también en la punta Jerse, situada en la bahía Slogget en la Tierra del Fuego, al extremo oriental del canal Beagle. Por el oeste tienen su continuación estas morrenas en la isla Navarino cuya orilla meridional orlan, aunque en un estado muy *abradado*, entre la punta Guanaco y la bahía Douglas. *Sobre la isla Navarino, según KRANCK, el movimiento del hielo ha sido de noroeste a sudeste (no es cursiva en el original).* Estas series de morrenas terminales que se pueden llamar con más propiedad la morena de la isla Lennox, señalan una glaciación más antigua y considerablemente más amplia que la morena de isla Gable”.

Contrariamente a estas nociones, el autor de este trabajo, sobre la base del análisis de cartas y de fotografías aéreas, llegó a formular la siguiente hipótesis:

En el extremo austral, el campo de acción y de movimiento del hielo en la última glaciación debe reconstruirse como sigue: La cordillera Pa. Hardy - Islas Wollaston, que se propone llamar *Cordillera del cabo de Hornos en el sentido paleogeográfico* fué el centro de dispersión del hielo tanto hacia el Norte como hacia el Sur. En estas condiciones, *la bahía Nassau actuó como piedmont gla-*

cigénico en una glaciación de tipo alaskiano. El sistema morrénico del Sur de Navarino y de Lennox está relacionado con la génesis del *lóbulo de Windbond* en un área de lagos de piedmont, indicando el *empuje del manto glacial desde el Sur* por el que, paleogeográficamente, se puede llamar *piedmont glacial de de Nassau - Windbond*.

Esta hipótesis, como se ve, es bastante distinta a la de *KRANCK-CALDENIUS* y modifica sustancialmente su noción sobre el campo de la glaciación además puede involucrar modificaciones geocronológicas en la determinación de los estadios del Wurm Superior para esta parte, ya que modifica el mapa de *CALDENIUS*, que permite hacer extrapolaciones de edades estadales.

En este trabajo, el autor se propone probar su hipótesis enunciada, con antecedentes morfológicos, estratigráficos, sedimentológicos y geocronológicos, llegando a una noción más exacta de la evolución geomorfológica de esta región. Ello permite conocer mejor el papel morfogénico de la Cordillera del Cabo de Hornos en el Wurm y tener mejores fundamentos para el conocimiento de la geomorfología litoral y glacial de esta parte de Chile y del continente.

Lo anterior implica el reemplazo del sistema *KRANCK - CALDENIUS* en lo que se refiere a la representación cinemática de la glaciación en estas latitudes, prácticamente vírgenes en este tipo de estudios.

2. METODOS

En la preparación de gabinete se utilizó la Carta Preliminar 1: 250.000 del Instituto Geográfico Militar de Chile la carta náutica 1: 200.000 y otras del Instituto Hidrográfico de la Armada de Chile. Sobre la base de las profundidades anotadas en la carta náutica, se realizó el trazado de isóbatas cada 100 m., lográndose una razonable imagen de la topografía submarina. Estas isóbatas fueron traspasadas a la carta preliminar con el fin de lograr una relación entre la topografía emergida y la submarina y poder tener una buena base para el mapa geomorfológico.

Lo esencial del trabajo de gabinete fué el estudio detallado de todas las fotos aéreas disponibles, tanto verticales como oblicuas, debido a que las primeras no cubren la totalidad de la región. Después de cotejar las imágenes con el terreno, se confeccionó una síntesis sobre la carta al 250.000, simplificando la simbología, debido a la reducción de escala. De esta manera resultó el mapa geomorfológico 1: 250.000.

El desplazamiento en el terreno entre las islas se efectuó gracias a la colaboración de la Armada de Chile. En el terreno mismo también se trabajó con las fotografías aéreas y fueron estudiados con preferencia los depósitos detríticos en los cortes disponibles, tomándose muestra de los materiales en la mayoría de los casos y confeccionándose croquis de campo. En casos de especial importancia se estudió también la topografía submarina, valiéndose del ecosonda del patrullero "Marinero Fuentealba".

Las muestras sedimentológicas obtenidas en el campo fueron analizadas en el Laboratorio de Geomorfología del Departamento de Geografía de la Universidad de Chile de Santiago. Fueron estudiados esencialmente los sedimentos de los depósitos caóticos del área, por ser los más importantes y extendidos en ella. En cuanto a otras faciés (lacustres, fluviales, etc.), su complejidad no se

presta para este tipo de estudios, sino más bien para paleobotánica y micropaleontología. De los depósitos muestreados, sólo se extrajo muestra hasta el tamaño de la gravilla y los sedimentos más gruesos fueron estudiados cualitativamente *in situ*. Las muestras para laboratorio fueron sometidas a los siguientes análisis:

a) *Granulometría*: Esta fué establecida para las arenas por tamizaje y para los limos y arcillas por densimetría, usando la escala A. S. T. M. (American Sieve Testing Materials) y el densímetro Bouyoucos, respectivamente. Los grados granulométricos fueron establecidos usando la escala de Wentworth y las clases, el triángulo de Shepard en las combinaciones arena-limo-arcilla. Los resultados granulométricos de las arenas fueron vertidos en curvas de frecuencia acumulada con coordenadas semilogarítmicas, las que se ocuparon para computar las medianas y los coeficientes de Trask, referentes al grado de homogeneidad en el tamaño de los granos y al carácter de la dispersión con respecto a la mediana. Al coeficiente de selección se le dió una significación más adaptada a las arenas, distinta a la de Trask.

b) *Morfoscopia y mineralogía*: Fueron llevadas a cabo para arena gruesa, media y fina, usando un estereomicroscopio binocular. Se distinguió entre individuos monominerales y poliminerales y dentro de los primeros, entre cuarzos y ferromagnesianos. La morfoscopia se hizo con una aproximación del método puesto en práctica en L'Institut de Géographie de L'Université de Strassbourg (L. I. G. U. S., 1958)

c) *Colorimetría de la matriz fina*: Luego de una aproximación de terreno, el color de la matriz fina fué establecido en laboratorio con la muestra en seco. Para ello se usó la carta de colores de Munssell (*MUNSELL COLOR COMPANY, s/f*) la que permitió establecer cuantitativamente las muestras dentro del respectivo matiz, en grados de claridad e intensidad.

Las determinaciones geocronológicas hechas aquí son todas indirectas, salvo las de los niveles bajos de Ushuaia (*AUER, 1959 y 1970*) y la de las playas recientes (*BIRD, 1938*), basada la primera en una correlación tefrocronológica y la segunda, en testimonios arqueológicos. Las otras proposiciones están basadas en correlaciones por inter o extrapolación, basándose en la determinación con diagramas de varves teleconectados (*CALDENIUS, 1932*), en polenanálisis y tefrocronología (*AUER, 1959 y 1970*), en dataciones con radio-carbono (*MERCER, 1970*), y en diagramas polínicos y dendrocronología (*HEUSSER, 1960 y 1966*).

Como los trabajos citados han sido hechos más al Norte que el extremo austral, se trata siempre de extrapolaciones, razón por la que los métodos absolutos nombrados pasan a dar para esta parte sólo resultados relativos. Por esto, se ha preferido ubicar los episodios morfogenéticos de la región sólo en sus edades relativas, citando edades absolutas únicamente como medio de correlación. Aparte de esto, se usó en el área la correlación netamente geomorfológica y en forma directa, de un modo similar (mantenidas las proporciones) al de la correlación tefrocronológica. Esto se hizo empleando los escasos conos de deyección semideltaicos que suelen aparecer en la costa, permitiéndo conocer la sucesión de episodios proglaciales y marinos (*ARAYA, 1974*), sobre la base del conocimiento de plataformas de abrasión entalladas en los conos.

3. NATURALEZA DE LOS MATERIALES EN LAS FORMAS DE ACUMULACION

Como se desprende del mapa (Fig. 1), las formas de acumulación se concentran esencialmente en la isla Navarino y en su mitad oriental y sur, en cuyo

interior están emparentadas con cuencas lacustres asociadas entre sí. Las cuencas de los lagos Windhond y Navarino tienen sedimentos modernos y coalescen compactamente con las formas detríticas que están junto a la costa sur, que contiene el más extenso conjunto de formas detríticas de la isla. Sus caracteres tienden a repetirse en la costa sur de la isla Lennox.

Frente a la costa sur de Navarino y Lennox está la extensa bahía Nassau, cuyo fondo epicontinental recuerda la forma de un piedmont con respecto a las islas Wollaston y a la península Hardy.

3.1. Los materiales detríticos de las formas de colinas

3.1. Isla Lennox

La isla Lennox no es muy rica en depósitos detríticos, salvo en sus áreas sureste y sur, es decir, entre Caleta Lennox, Cabo Carolina y Caleta del Oro. Entre Caleta Lennox y Caleta del Oro los acantilados son discontinuos, pero presentan materiales detríticos. En Caleta del Oro el acantilado tiene su borde a unos 30 m. de altura y presenta los cortes más importantes de la isla. Ellos indican complicaciones en las condiciones de la sedimentación. En el acantilado occidental de la caleta se ve un material caótico que yace sobre otro con disposición de tendencia horizontal (Figs. 2 a y b). Cubriendo el depósito hay una capa de turba, similar a la que se encuentra en península Grandi, al Sur de la isla Navarino. Hacia abajo, unos 10 m. de material gris amarillento caótico en la matriz fina que engloba clastos heterogéneos en tamaño. Más abajo, clastos con disposición horizontal dentro de una matriz anaranjada y con oxidaciones. En el acantilado del fondo de la bahía, se tiene en cambio, de arriba a abajo : Una capa de turba como la de península Grandi, material gris verdoso fino de tilo sublacustre por varios metros y caótico verdoso en la base. La exposición de estos cortes hizo prácticamente imposible un estudio detallado, razón por la que hubo de buscar cortes de disección fluvial un poco hacia el

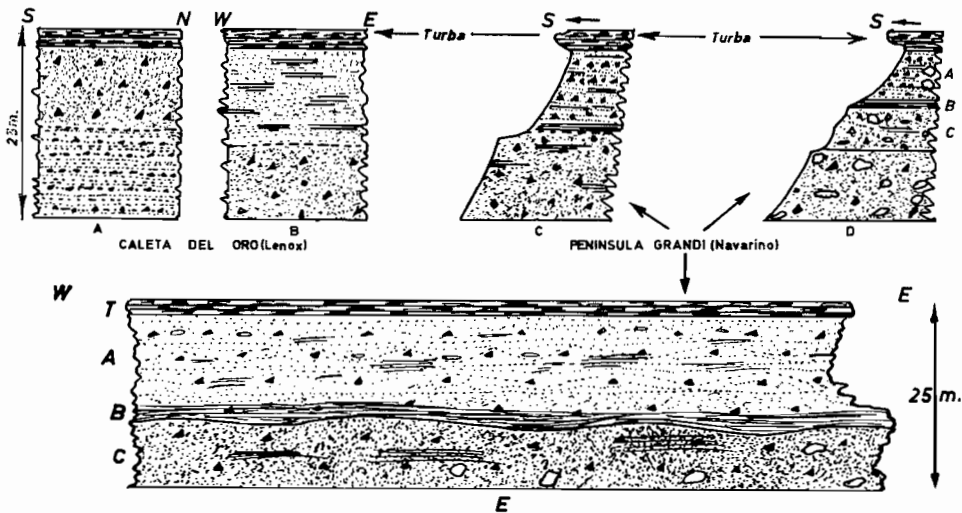


Fig. 2. Situación en el acantilado de península Grandi (Seno Grandi) Costa sur de de isla Navarino. Comparación con el Sur de isla Lennox.

interior. Un corte de unos 10 m. indica: de arriba hacia abajo: una capa de turba muy importante de color pardo café, material clástico semiordenado con tendencia horizontal de matriz amarillo naranja y horizontes rojizos de oxidación muy notorios; abajo aparece el material caótico con matriz gris claro verdosa en seco con núcleos de alteración mayores que el caótico que sobreyace a la faciés ordenada en el acantilado, o sea, que se parece más al del acantilado del fondo de la bahía. La matriz fina verdosa de este material basal es muy compacta y difícil de sacar con el cortaplumas.

El análisis de laboratorio dió para esta matriz arena - limo - arcilla (fig. 3). La arena tiene su mediana en la arena media, mal clasificada y de dispersión simétrica (Apéndice 1). Las gravillas son clastos de rocas bandeadas medias y de rocas graníticas, preferentemente subangulosos y algunos redondeados quebrados; opacos o mates. En general los granos se presentan muy limpios y con pocos restos de concreciones, cuya oxidación es escasa. La arena es subangulosa, siendo opaca desde la muy gruesa hasta la media. La ferruginización, poco importante en la arena gruesa, aumenta mucho hacia los tamaños más finos. Las arenas finas aparecen con muchas tendencias a la redondez y a la brillantez por pulimiento. Fuera de la cantidad de clastos graníticos hallados en la gravilla, hay que agregar que en la playa, junto al acantilado, se ve muchos rodados y bloques graníticos, no comunes en otras playas, acompañados de bloques oscuros pizarrosos.

Un poco aguas abajo de este corte, y junto al mismo río (río Grande) se encuentra este material verdoso retomado y reordenado con caracteres lacustres arriba y fluviales abajo, sucesión que tiende a darse en una parte del acantilado de la caleta.

3.2. Costa sur de la isla Navarino

Sedimentológicamente este sector es de mucho interés, porque los depósitos detríticos cubren los espacios más extensos de toda la isla Navarino. Los que rodean la bahía Windhond están de alguna manera conectados con los que pertenecen a las cuencas de los lagos Windhond y Navarino y en coalescencia con los de seno Grandi. Es bien poco lo que puede conocerse de ellos hacia el interior de la isla, salvo por el testimonio de las formas, algunos elementos del drenaje y - como en otros casos - los únicos cortes disponibles que están en los acantilados costeros. En efecto., los materiales de estos colinajes se pueden estudiar desde Punta Guanaco hasta la entrada de seno Grandi.

Fueron elegidos esencialmente dos lugares de estudio: bahía Windhond y seno Grandi. La instalación de estos sedimentos constituye al menos dos sistemas: uno en torno a bahía Windhond y el otro en torno a seno Grandi, lo que motivó la elección antedicha.

a) Bahía Windhond

En torno a esta bahía, los sistemas de colinajes en arco que afectan aproximadamente la misma forma de ella son formas deposicionales compuestas de materiales comunmente caóticos. Los arcos son por lo menos tres, muy juntos uno al otro. No fué posible saber si hay diferencia entre sus materiales por lo turboso del terreno y la falta de cortes hacia el interior, pero un pequeño corte en el segundo cordón y la morfología de todos dan a entender que los materiales deben ser similares.

Lo que se sabe de estos sedimentos fué obtenido entonces del arco inte-

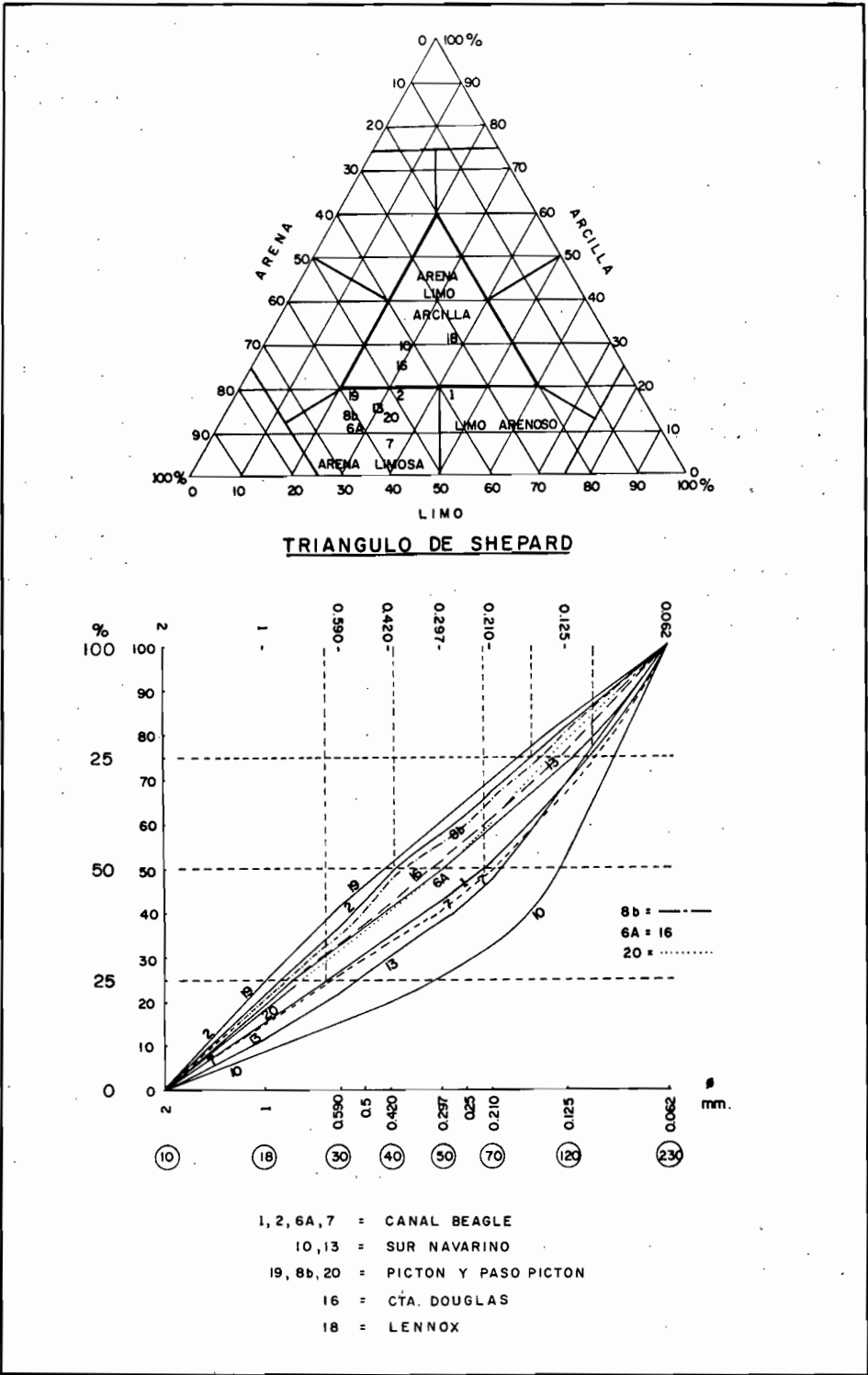


Fig. 3.

rior, o sea, junto a la bahía, que presenta un colinaje nivelado o aterrazado a 30 ó 40 m. de altura con un acantilado que permite buenas exposiciones del cuerpo sedimentario. En caleta Bevan se trata de material caótico con matriz gris crema pardo en seco, de clase arena - limo - arcilla (fig. 3). La mediana de la arena se ubica en arena fina (la más finas de todas las muestras), con regular clasificación (la menos mala de todas las muestras) y el modo bastante más arriba que la mediana (fig. 3 y apéndice 1). Se aprecia que la curva acumulativa de la arena es francamente parabólica y no tiende a la recta como en los demás casos. La gravilla y la sábula son de petrografía heterogénea con clastos oscuros a medios en general, con predominio de rocas bandeadas. La cantidad de clastos graníticos es importante y se incluyen algunos cuarzos. La forma de los clastos es angulosa con algunos individuos redondeados y quebrados. No presentan brillo y tienen muy leves ferruginizaciones localizadas. Son muy limpios y sin agregados de concreciones. La situación se mantiene parecida hacia la arena gruesa con la natural reducción de clastos graníticos en beneficio de los cuarzos con tendencia a brillo natural. Se agregan granos redondeados de concreciones. En la arena media y fina hay que destacar la tendencia a la redondez y a la brillantez tanto de los cuarzos como de los ferromagnesianos.

En otros lugares de la misma bahía, el material no tiene apariencia tan caótica. Por ejemplo, más hacia el fondo - cerca de la berma superior del acantilado - bajo una cubierta de suelo turboso de unos 50 cm., aparece interviniendo en la disposición un entrecruzamiento de láminas oxidadas de material fino con gravas. (Fig. 4 b).

Junto con estos sedimentos correspondientes al cuerpo fundamental del colinaje, fueron encontrados otros en relación con los aterrazamientos que se advierten en el. Al fondo de la bahía y a la salida del emisario del lago Navarino, hay en el acantilado un notorio relleno, que constituye un nivel intermedio entre la berma superior y la playa. El cuerpo de este aterrazamiento es de sedimentos finos oscuros amarillo-café en disposición horizontal y con estructura en varves (fig. 4 a), no bien estudiados por dificultades de acceso. La altura de este nivel se estima en 10 m. y la de la berma superior, en 20.

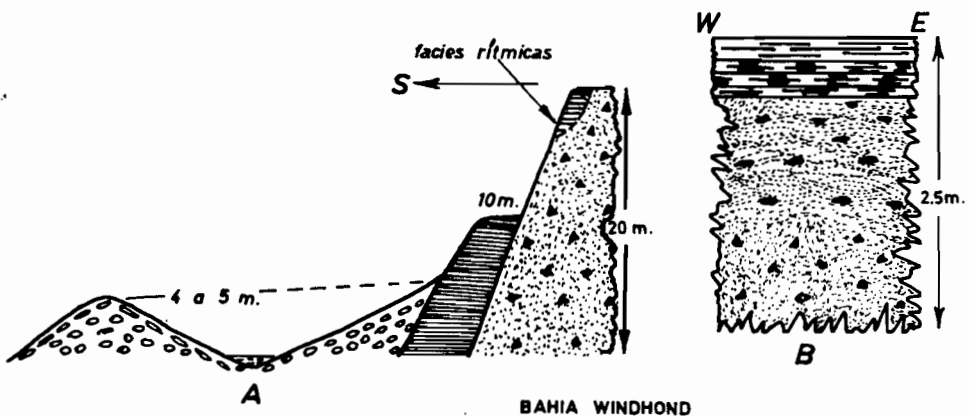


Fig. 4. Cortes en la costa de bahía Windhond a través del acantilado y del cordón litoral alto (costa sur de isla Navarino).

Un poco al sur de la desembocadura del mismo río fué descubierto a 20 m. de altura un corte con sedimentos arcillosos y limosos de neta disposición horizontal y estructura singenética rítmica. Las capas son delgadas, pero muy bien delimitadas. Las arcillosas alternan con limosas y con películas de oxidación. La altura de la berma alta en el espaldón es de 30 m (Fig. 4a). Estos varves son de aspecto multicolor y bastante compacto. Se diferencian notablemente de los del nivel de 10 m. y por lo tanto deben ser de distinta generación.

Todo revela que un sistema de aguas tranquilas tuvo como barrera a un juego de arcos colinosos con materiales caóticos. Los varves multicolores han sido muy desmantelados y en otros lugares están cubiertos coluvionalmente, razón por la que costó mucho encontrarlos. (Fig. 5).

b) *Seno Grandi*

Desde Punta Courrejolles (a la salida de bahía Windhond) hasta isla Scott existe un colinaje nivelado. El acantilado detecta siempre el material caótico en la parte rectilínea de la costa, junto a Pta. Courrejolles, pero en la parte en se aproxima a I. Scott aparecen dos tipos de disposición superpuestos: arriba, un material gris amarillento visto de lejos y con estratificación horizontal; abajo, un material gris verdoso caótico, Los cortes correspondientes fueron analizados cerca de I. Scott.

El acantilado tiene su berma a 30 m. de altura. Casi frente a la isla, el corte muestra, de arriba a abajo:

- 1 - 1.5 m.: turba con facies de aguas tranquilas y capas rítmicas sinsedimentarias de color gris amarillento en húmedo.
- 10 - 15 m.: material clástico con matriz fina amarillenta tendiendo a disposición horizontal; se observan inclusiones aisladas de estratos rítmicos en la parte inferior.
- 10 - 15 m.: material más compacto y gris, en general caótico, pero con partes aisladas de tendencia horizontal (fig. 2, c).

Más enfrente a isla Scott, otro corte da lo siguiente de arriba a abajo (fig. 2, d)

- 1 - 1.5 m.: turba palustre
- 10 m. : material clástico con matriz fina amarillenta, incluyendo algunos bloques, de disposición más o menos caótica, pero con cierta tendencia horizontal.
- 1 - 2 m.: sedimentos finos con disposición lagunar, aparentemente más compacta por corresponder a una corniza.
- 5 m. : material caótico sin bloques y con clastos más finos que los superiores y rasgos muy aislados de disposición horizontal.

Discordancia:

En la base: material caótico más compacto y gris, también con tendencias muy aisladas y escasas a disposición horizontal.

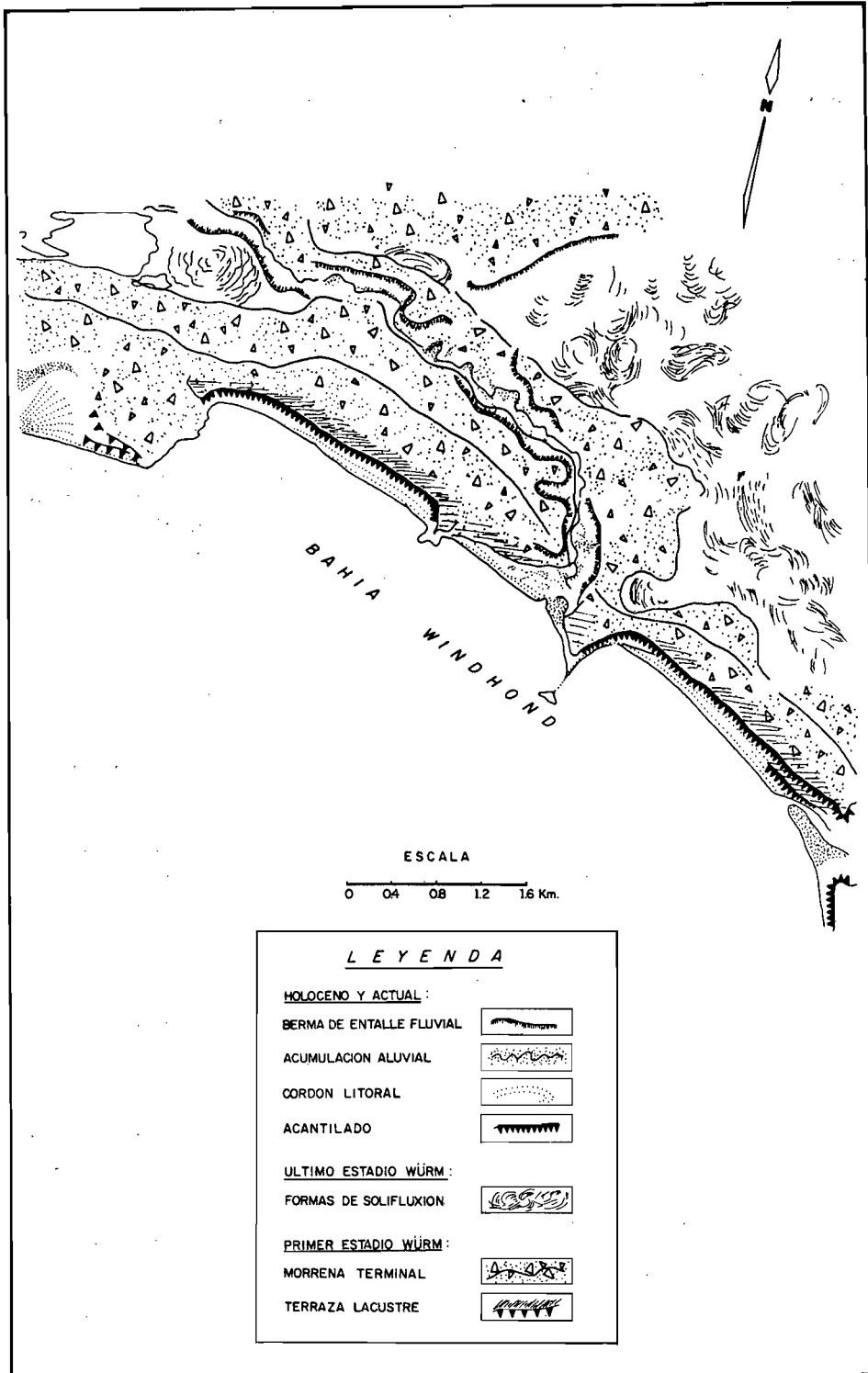


Fig. 5

En consecuencia, con la descripción de estos dos cortes y una revisión general del sector, puede describirse aquí la siguiente situación sedimentológica (fig. 2 e):

i. Un depósito superior con material grueso granulométricamente heterogéneo y de diferentes formas. La disposición es de tendencia caótica, pero con ciertas manifestaciones de horizontalidad. La matriz fina tiene menos alteraciones que sus homólogos de más abajo.

ii. En la base de este material hay facies de sedimentos finos de disposición lacustre y sublacustre, con demasiadas trazas de oxidación. Van del color amarillo al naranja y rojizo. La oxidación se manifiesta también en algunos rodados subyacentes redondeados. Estas facies de aguas tranquilas forman una unidad más o menos discontinua.

iii. Abajo, aparece el material caótico con cantos heterogéneos, sin bloques o con pocos de ellos. La oxidación es común, y las partes cuya disposición marca tendencia horizontal son muy aisladas. La matriz fina es gris-pardo verdosa en seco y de clase areno-limosa (fig. 3 y apéndice 1). La arena tiene su mediana en arena fina y su clasificación es la menos mala después de la de Windhond. El modo está por debajo de la mediana y la curva acumulativa es la más parabólica, también después de la de Windhond (fig. 3). Las gravillas gruesa y fina presentan clastos medios a oscuros de textura bandeada, pedazos de roca granítica y algunos cuarzos. Los granos son subangulosos, pero hay uno que otro redondeado y quebrado. Son opacos, con muy escasa ferruginización y bastante limpios. La arena gruesa sólo se diferencia porque aparece un poco más de cuarzo con tendencia brillante y sin ferruginización, lo que progresa hacia la arena fina, que presenta tendencia a la redondez y a la brillantez en ferromagnesianos y cuarzos. No hay granos con concreciones de matriz fina.

Cerca de la isla Scott aparecen en la playa, y junto al acantilado, bloques muy grandes pertenecientes al depósito caótico inferior.

Dentro de seno Grandi, los colinajes detríticos se organizan en forma de arco, formando de dos a tres cordones, uno de los cuales está constituido por las islas del seno, cuyo cuerpo consiste en sedimentos caóticos de matriz gris amarillenta in situ. Un corte transversal del cordón da una forma asimétrica con pendiente fuerte hacia el W. Estos arcos tienen su concavidad hacia el W. y no hacia el S. como los de bahía Windhond. (Fig. 6).

La parte más alta de la divisoria entre el mar y el seno Grandi tiene de 50 a 60 m. de altura y es ondulada con afloramiento de rocas pulidas de vez en cuando. En cambio el borde que da hacia el mar, es netamente aterrazado.

En la zona de contacto entre los depósitos de Windhond y de Grandi hay un sector lagunar de mal drenaje, que se aprecia nítidamente hacia Punta Courrejolles y hacia lago Windhond.

3.2. Los materiales detríticos de las formas litorales

3.2.1. Costa sur de la isla Lennox

En Caleta del Oro, como en el resto de las caletas, existe un cordón litoral que alcanza a unos 3 m. sobre el nivel de las pleas actuales y la cumbre del cordón de rodados actuales. Los materiales del cordón alto son retomados del colinaje

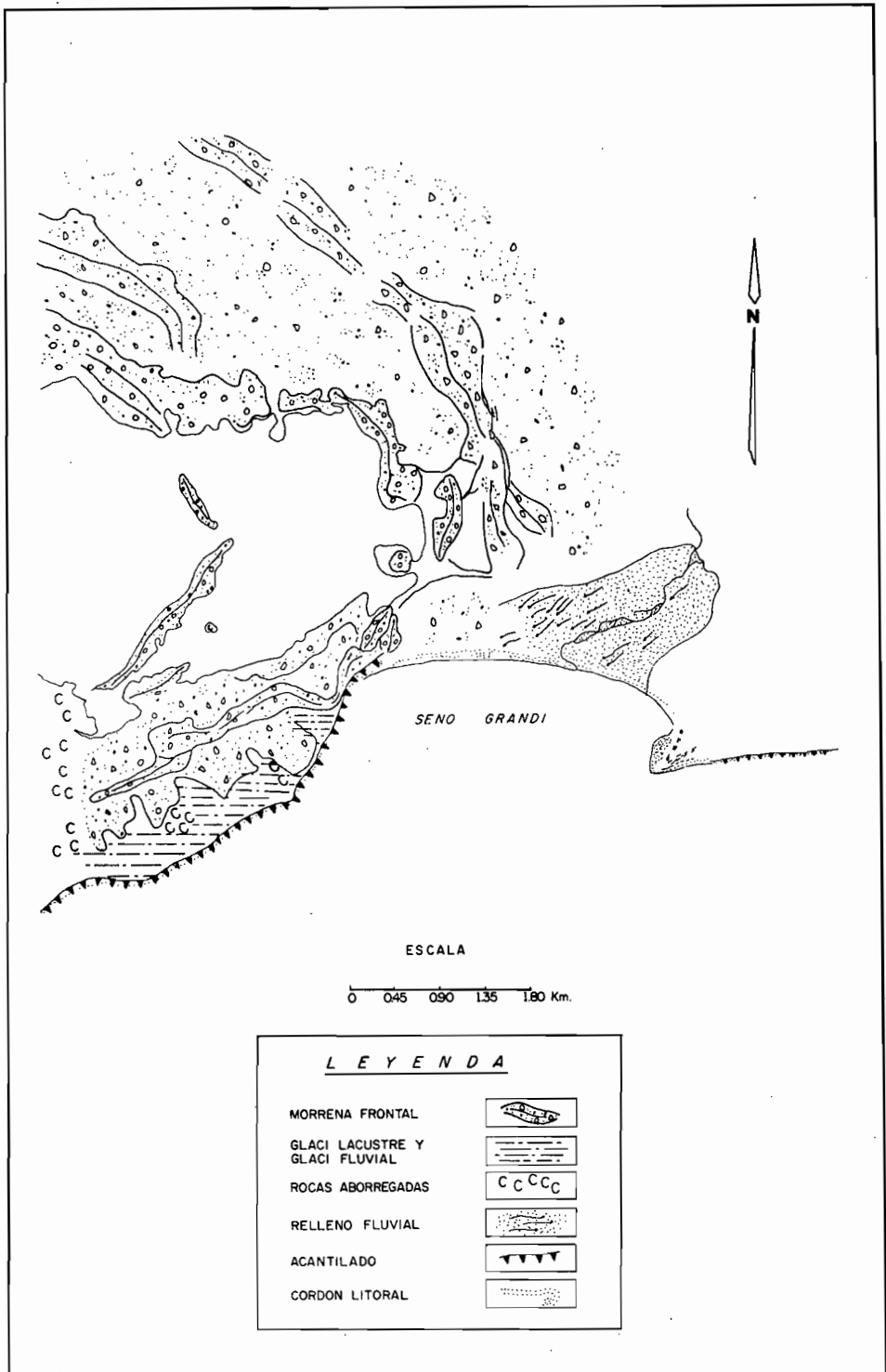


Fig. 6

junto al acantilado. Un manto de turba, con horizontes sucesivos, cubre también al cordón litoral, de la misma manera que a los materiales del colinaje. Morfológicamente se caracteriza por formar un voladizo que se derrumba cuando el acantilado en el cordón es vivo. Entre Caleta del Oro y Caleta Lennox el material del cordón antiguo es oscuro, pero lo suficientemente blando como para ser extraído con el cuchillo. Las disposiciones horizontales son nítidas, incluso en las hileras de conchas. Hay un alto grado de oxidación hacia la superficie, junto a la turba, y cuando el cordón está degradado - como hacia Caleta Brito - aparecen entre la arena suelta unas placas café naranjas o rojizas más duras afectando la forma de microcornisas. La arena es de disposición horizontal típica de playa y comunmente con alteración de color café (en húmedo).

Fuera del cordón litoral actual y del cordón antiguo, es notable el acantilado en los materiales descritos más atrás en el sector de Caleta del Oro. Los materiales detríticos de esta parte sirvieron para la extracción de oro, de ahí el nombre de la caleta.

3.2.2. *Costa sur de la isla Navarino*

Los rasgos más notorios del cordón litoral alto se ven al fondo de bahía Windhond, donde encierra una zona de hondonadas con lagunas que se presenta antes del espaldón con materiales caóticos. El cordón es asimétrico y muestra acantilado hacia la playa y suave pendiente hacia el interior. Está constituido por rodados aplanados, del tamaño de gravas y ripios y de disposición horizontal. Su altura es de 4 m. sobre la alta playa, o sea por encima de la zona de las olas de tempestad que está por sobre la playa. Esta última es de gravas y ripios y escalonada en unos tres rellenos, con pendiente media de 13 a 15°. Cada rellano o cordón tiene un desnivel con el siguiente equivalente más o menos a 1 m. El salto con la plataforma de la alta playa es de 1.5 m. Así, entre el pie del acantilado del cordón antiguo y el límite del estrán hay por lo menos 4 m. de desnivel (fig. 4 A). En algunas partes el cordón alto presenta bancos de conchas. En caleta Bevan el nivel está a unos 3 m. sobre la playa.

La playa actual junto al acantilado de península Grandi es similar a la del fondo de la bahía Windhond, pero no se ve claramente restos del cordón antiguo. En cambio, en el sector del istmo de la península hay un extenso cordón, puesto que allí se interrumpe el acantilado. Por consiguiente, cuando el acantilado es más vivo, el cordón antiguo tiende a desaparecer, y cuando es más estabilizado y muerto, a revigorizarse.

4. ORDENACION ESTRATIGRAFICA DE LOS DEPOSITOS SEDIMENTARIOS MODERNOS

4.1. *La glaciación actual y los fenómenos adyacentes a ella*

No estando el área en cuestión en general englaciada, es obvio que hay que tratar este tema haciendo referencias a otros sectores.

Dentro de la región, los únicos sectores con glaciación notables de alta montaña y valle son la Cordillera Darwin y las partes altas de la isla Hoste. La isla Navarino es comunmente baja y sus montañas son del dominio nival con dispersos mantos de hielo. Por otra parte, las "montañas islas" de las islas Wollaston son también del dominio nival y no glacial.

Parece evidente que el sistema morfoclimático responsable de las formas montañosas de las islas Wollaston y la península Hardy corresponde a un periglacial húmedo. Pero su modelado no puede provenir sólo del actual, sino también del Pleistoceno, como se verá más adelante.

4.2. Influencia del nivel actual del mar

En general para el área, los caracteres morfológicos de las playas actuales indican una amplitud importante de marea (2 a 3 m.). Cuando están frente a acantilados detriticos estas playas por lo común son de rodados. Como corte típico de ellas puede verse uno al fondo de bahía Windhond (fig. 7), que muestra una playa escalonada compuesta de gravas y ripios. Debido a su composición granulométrica, la pendiente de la playa es muy fuerte (13 a 15°). En península Grandi hay situaciones muy parecidas. Donde la amplitud de marea es menor y los materiales más finos, el escalonamiento es menos nítido y la pendiente más suave.

La morfología de las playas detecta una amplitud de marea relativamente alta y la acción de olas de marejadas accidentales. Esta última se refleja en el rellano superior, cuya berma delimita el estrán y se ve claramente en el corte de la fig. 7. La amplitud la corrobora la Tabla de Mareas de la Costa de Chile, (INSTITUTO HIDROGRAFICO DE LA ARMADA DE CHILE, 1972) que indica para diferentes puertos secundarios amplitudes entre poco menos de 2 m. y 3, lo que permite calificarlas como medio-superiores a altas.

Las gravas, los ripios y los bloques de las playas son proporcionados por el cuerpo de las colinas detriticas bajas que, cuando incluyen bloques, ellos son comunes en el estrán, como en bahía Windhond. Para que estos mecanismos se estén produciendo, es necesario recordar que todos los colinajes detriticos que

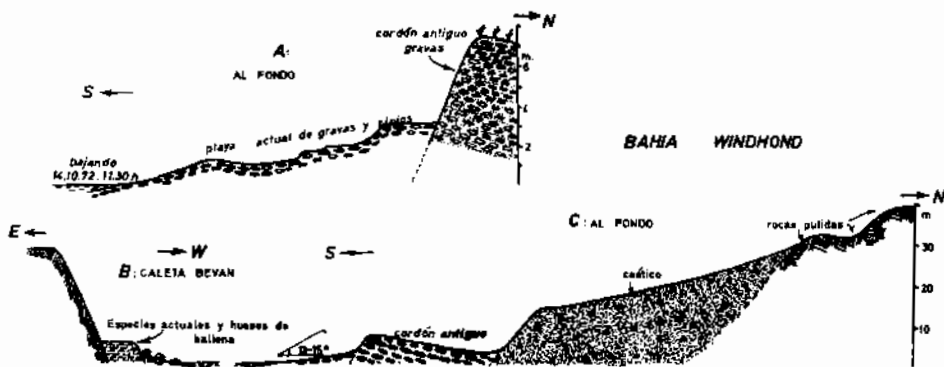


Fig. 7.

actualmente están proporcionando sedimentos al mar por acción directa de éste, están cortados en acantilados que, por lo tanto, son formas contemporáneas a las playas, como réplica abrasiva. Pero además de los acantilados en colinajes con materiales detríticos caóticos, se los encuentra también en los cordones litorales antiguos, como sucede al interior de Windhond (fig. 7 A). En estos últimos casos el acantilado alto que hay por detrás del cordón litoral alto no es contemporáneo a la playa, sino anterior.

4.3. *Correlación*

En consecuencia, hay que aceptar que los depósitos y formas glaciales y nivales del dominio alpino (periglacial húmedo) de las montañas de las Wollaston, de península Hardy y de isla Navarino son contemporáneos con las playas actuales, debiendo ponerse en la parte superior de la columna estratigráfica. La réplica erosiva más fácil de identificar está dada por los acantilados en las formaciones detríticas de la costa.

4.4. *Los niveles litorales bajos*

Inmediatamente más antiguo que el estrán actual, sus cordones litorales y el acantilado vivo, es el cordón litoral nivelado a 3 ó 5 m. sobre las playas actuales. El nivel de aguas tranquilas que se ve al interior de la bahía Windhond a unos 10 m. de altura es incuestionablemente más antiguo que el de 3 a 5 m., pero no demasiado diferente en edad. Los acantilados estabilizados en las formaciones detríticas de las colinas son sincrónicos por lo tanto con estos niveles más altos.

4.5. *Los depósitos caóticos y en parte ordenados de los colinajes*

Lo fundamental aquí es la existencia de acantilados y de rellanos de erosión bajos elaborados en el cuerpo de los colinajes detríticos, lo que permite afirmar que las formas y sedimentos ordenados hasta aquí son posteriores a los sedimentos y modelado de estas colinas. Las condiciones en que están cortados los acantilados permiten asegurar que la elaboración fundamental de la forma exterior de las colinas (aparte de la deposición de sus materiales) es anterior a los niveles litorales bajos.

Lo problemático es que los materiales que muestran los acantilados - como se vió más atrás - no son homogéneos. O sea, en algunos lugares las colinas son poligenéticas. Por lo tanto, hay que entrar a averiguar si hay diferencia de edad entre las distintas manifestaciones de estos sedimentos.

4.5.1. *Los caóticos superficiales de isla Lennox*

Se vió que en Lennox hay cortes que muestran material caótico en la parte superior y más abajo, material ordenado. En altitud y en aspecto estos materiales superiores tienen las mismas características que los depósitos caóticos de aquellas partes en que sólo aparece en el corte la facies caótica, como en muchas partes del canal Beagle. En Caleta del Oro, por debajo del caótico, los clastos están dispuestos con tendencia horizontal dentro de una matriz gris anaranjado con oxidaciones. La discordancia entre ambas facies es débil y se diría que a veces hay gradación. El fenómeno se revela como local y comparable con las secuencias del canal Beagle, pero incomparable con la costa sur de Navarino, más aún cuando en la misma Caleta del Oro hay otros tipos de secuencia.

Se puede decir entonces que, asociados o no con facies de clastos ordenados, los depósitos caóticos superiores están esencialmente por sobre las facies de aguas tranquilas y en discordancia con ellas, en algunos lugares donde estas facies existen.

4.5.2. *Las facies rítmicas síngenéticas tipo Windhond*

Se propone para éstas el nombre de facies lacustres altas, porque corresponden a los sedimentos finosdispuestos en varves cuya exposición ha sido encontrada mayor altura en los colinajes que rodean la bahía Windhond, en un afloramiento a unos 20 m. de altura, pero es evidente que estas facies se encuentran también más altas, más aún cuando la berma del espaldón a 30 m. de altura delimita una plataforma de un nivelamiento muy claro. El aspecto de estos varves es muy similar a los basales de península Zañartu en canal Beagle. El análisis regional da a conocer que estos varves son anteriores a los sedimentos caóticos superiores de isla Lennox y del canal Beagle y sus asociaciones de disposición horizontal y sublacustre. (ARAYA-VERGARA, 1976).

4.5.3. *Los sedimentos caóticos basales*

Las estructuras en varves recientemente descritas se presentan en bahía Windhond apoyadas en el espaldón de sedimentos caóticos que rodean la bahía (fig. 4. A). Luego, estos espaldones caóticos constituyeron barreras para la formación de ambientes de sedimentación de aguas tranquilas, lo que significa que son poco anteriores a éstos. En todo caso, ambos están asociados y estratigráficamente tienen prácticamente la misma significación. Esto hace pensar que deben separarse los caóticos superiores, colocados más arriba en esta ordenación, de los caóticos de Windhond y que, por lo tanto, deben corresponder a diferentes subedades.

En seguida, está el problema de donde ubicar los caóticos basales de Lennox y Pa. Grandi. Cuando se describieron los sedimentos, se vió la gran similitud entre los de Windhond y los de península Grandi, la mas notoria de todos los casos, en cuanto a algunas diferencias marcadas con el resto: curvas de arenas con tendencia parabólica, matriz fina parda a verdosa, inexistencia de concreciones limosas en los granos, notoria limpieza de éstos, los coeficientes de selección menos malos de todas las muestras, las medianas más bajas y porcentajes de arcillas dentro de los más elevados (fig. 3). Por su parte, el material de Lennox se parece a los dos anteriores en la elevada proporción de arcilla (la más alta de todas), la textura areno,-limo-arcillosa y el color de la matriz fina (Apéndice 1). Como norma común, hay que recordar que las tres matrices envuelven clastos graníticos entre otros, lo que no es común en el resto de los casos de la región.

En consecuencia, los caóticos de Windhond, los basales de Lennox y los basales de Grandi pueden correlacionarse como contemporáneos en la escala estratigráfica. Los depósitos de Lennox y Grandi están subyaciendo en estos lugares a una secuencia de facies sublacustres y de cantos ordenados descritos en el capítulo correspondiente, y en yuxtaposición con las facies lacustres de Windhond, aunque por sus características externas puede ser que esta yuxtaposición sea con los caóticos superiores, como con más propiedad parece demostrarse en Lennox. No hay que perder de vista, sin embargo, que las facies intermedias de Lennox parecen de trascendencia muy local y que lo más importante que se revela en el área es la posibilidad de separar los caóticos superiores de los inferiores, asociados estos últimos con facies de aguas tranquilas.

5. GENESIS DE LAS FORMAS DEPOSICIONALES Y EROSIONALES ADYACENTES

Mientras en el capítulo anterior se fué de lo más reciente a lo más antiguo, para la interpretación genética de las formas se irá desde lo más antiguo a lo actual. Hay sin embargo, una parte del paisaje cuya evolución es paleogeográfica y también actual: el relieve montañoso de altura. Por esta razón y otras que se verán en el texto, será tratado al comienzo.

5.1. *El paisaje montañoso de altura*

En las montañas de las islas Wollaston y de la Pa. Hardy hay un modelado alpino sometido a la nivelación actual. Las formas de disección sobre formas glaciales. Es posible encontrar restos de valles en U, restos de hombreras y y circos que actualmente sirven de nichos de nivación.

El grado de importancia de la evolución de estas formas "alpinas" se detecta con cierta facilidad si se toma referencia la posición de la berma alta de los valles principales porque ella marca el límite entre la acción glacial paleogeográfica y la acción nival actual y paelogeográfica. El origen de estas formas de tipo alpino es, por consiguiente, cuando menos contemporáneo a la elaboración de los valles en arteza principales. Ello permite asegurar que la evolución del modelado de tipo "alpino" es larga y que en ella se mezclan procesos glaciales y nivales.

5.2. *Los colinajes bajos detríticos*

Como se vió en el capítulo anterior, estos colinajes no tienen siempre el mismo cuerpo, sino distintos tipos de faciés ordenados estratigráficamente. Por lo tanto, es posible tratar, desde abajo hacia arriba, los sedimentos caóticos basales y sus formas asociadas, las faciés horizontales altas y otras anexas y sus formas asociadas, y los sedimentos caóticos superficiales y sus formas asociadas.

5.2.1. *Los sedimentos caóticos basales y las formas asociadas*

Los sedimentos caóticos basales que aparecen en los acantilados de Grandi y Lennox, ya descritos, fueron asociados - según las características de los materiales - con los de los arcos que rodean la bahía Windhond. Las características descritas los revelan como promovientes de un lugar a distancia considerable, ya que tienen las matrices más finas y engloban clastos graníticos de afloramientos que están lejos. Estas rocas se hallan *in situ* en la cordillera parcialmente sumergida correspondiente a las islas Wollaston. Estos antecedentes, más el modelado descrito para los arcos de colinas que rodean la bahía Windhond, y el hecho de que haya sedimentos lacustres apoyados en el que está hacia la orilla, permiten decir que tales colinajes son arcos de *morrenas terminales* correspondientes a un lóbulo de glaciación proveniente de la cordillera de las Wollaston (figs. 1 y 5). Los caóticos basales de Grandi parecen corresponder aproximadamente a una *morrena basal* correspondiente a la glaciación de Windhond. Un papel similar parece corresponder al material basal de Caleta del Oro en Lennox.

5.2.2. *Las facies lacustres altas, otras anexas y las formas asociadas*

Los sedimentos con disposición horizontal rítmica que están apoyados en la morrena de Windhond son lo más antiguos de su género que afloran en el área y deben ser definidos como *varves* correspondientes a un *lago proglacial* represado por el arco de esta bahía. El arco morrénico inmediato a la bahía está ampliamente nivelado con reborde a unos 30 m. de altura. Dada la presencia de los *varves*, hay que concluir que tal nivelación se debe a un *aterrazamiento lacustre*. Muy cerca de la superficie de la terraza y por debajo del suelo turboso hay que destacar, que al material suele presentarse semi ordenado, observándose en el material limoso una disposición de láminas oxidadas entrecruzadas, lo que quiere decir que el material morrénico no es totalmente caótico, hecho que se aviene con las características de las morrenas terminales.

Hay que recordar en seguida las facies ordenadas y semiordenadas que están por sobre los caóticos basales en la costa de península Grandi y en Lennox (Caleta del Oro). De acuerdo con su posición morfológica y las características descritas en el capítulo correspondiente (fig. 2), hay que concluir en que se trata de acciones glacialacustres y glaci-fluviales. Por lo menos en Grandi, puede decirse que se trata de *terrazas glacialacustres y glaci-fluviales emparentadas con las terrazas de kames*.

Pero en Lennox, en algunas partes, hay depósitos caóticos sobre los ordenados, por lo que no todas estas facies deben ser contemporáneas y algunas deben estar relacionadas con la instalación de estos depósitos superiores. Otras, sin embargo, como las de Grandi, deben ser contemporáneas a la existencia del lago proglacial de Windhond, razón por la que pueden considerarse como formas anexas a las típicamente lacustres.

5.2.3. *Los sedimentos caóticos superficiales*

La facies caótica superficial de Lennox es un hecho aislado en esta parte de la costa, puesto que en la parte sur de Navarino no aparece. Por lo tanto, es difícil atribuirle el carácter que se le puede dar en el canal Beagle, donde una facies caótica sobre los *varves* lacustres es un fenómeno de gran importancia areal (ARAYA-VERGARA, 1976). El material de Lennox podría, sin embargo, tratarse de un resto de morrena de recesión, a juzgar con el parentesco sedimentológico con el caso del canal Beagle (ARAYA-VERGARA, 1976).

5.2.4. *Extrapolación de la interpretación a paisajes vecinos*

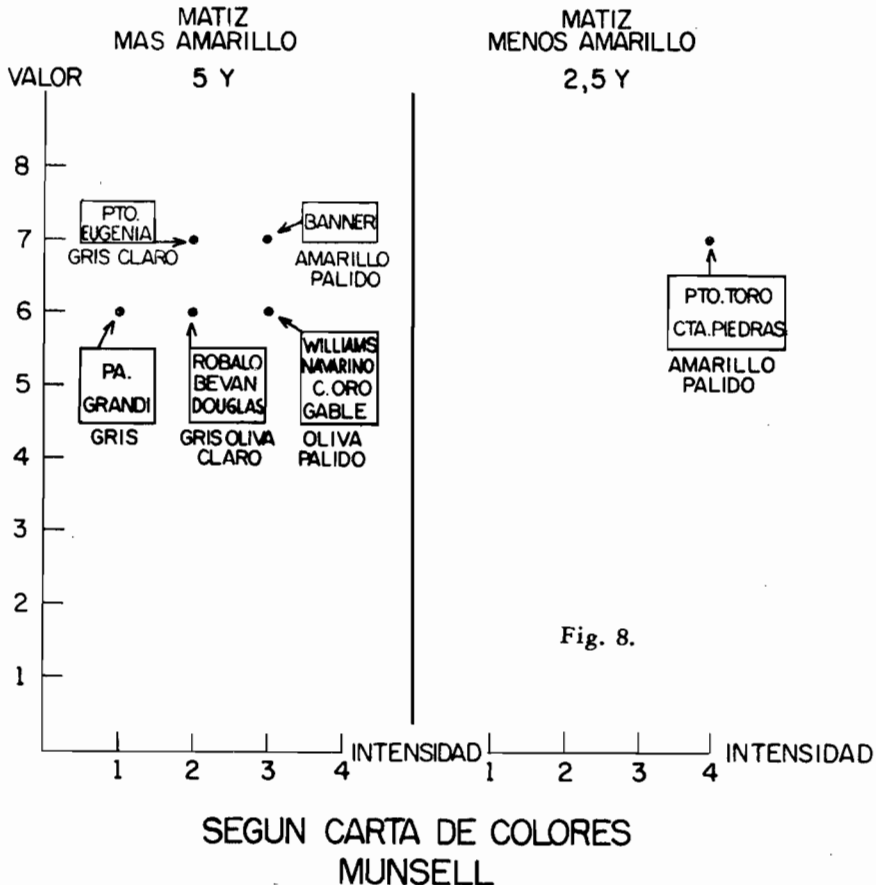
Para completar los puntos más importantes de la génesis, queda por interpretar el paisaje de seno Grandi. Los tres arcos detríticos y caóticos que se pueden contar en esta cuenca son morrenas terminales relacionadas con un valle de dirección casi E-W, coincidente con la dirección del seno Ponsomby, en la isla Hoste. El estudio de los materiales de recesión de Ba. Douglas, junto a Grandi, permite encontrar clastos graníticos procedentes de afloramientos de la Hoste.

El sistema morrénico de la cuenca del seno Grandi debe ser contemporáneo al de bahía Windhond, porque la coalescencia entre ambas formas es demasiado perfecta, tal como se nota en el drenaje y en la fotografía aérea. Los sedimentos de las facies superiores expuestas en el acantilado de península Grandi muestran un complejo fluvio-glaci-lacustre propio del margen glacial del sistema de bahía Windhond, represado por el espaldón morrénico del glaciar de seno Grandi. La islas en arco en el interior de éste son morrenas que deben

corresponder a un pequeño reavance dentro de una situación general de deglaciación. La última forma de progresión está representada por el sistema morrénico de bahía Douglas. En un intento de correlación, parece ser que las morrenas de bahía Douglas, hacia la costa occidente de Navarino, corresponden a un estadio más reciente, contemporáneo al de los caóticos superficiales del canal Beagle. Junto a la bahía misma, el modelado es típicamente de recesión, pero rodeando el lago pequeño que hay hacia el E., parece insinuarse un modelado en arco. No existen cortes suficientemente buenos como para comparar los materiales con los del Beagle, pero el análisis sedimentológicos de las arenas y gravillas, revela más familiaridad con los depósitos del Sur de Navarino (Windhond y Grandi) en cuanto a las áreas de origen de los sedimentos (isla Hoste), independiente del ámbito del Beagle (Figs. 3, 8 y Apéndice 1).

Cerca de la costa sur de Navarino, entre bahía Windhond y Punta Guanaco, hay en la isla un sistema de arcos morrénicos en número de 3 ó 4, en la margen norte de un pequeño lago y con su concavidad hacia el Sur. Ellos revelan tener el mismo origen que el sistema de Windhond, o sea, con respecto a hielo que se desplazó desde las islas Wollaston.

A pesar de no haber morrenas terminales típicas en Lennox, los depósitos aquí encontrados deben corresponder a un avance contemporáneo al de Windhond. A este estadio deben corresponder las facies lacustres más antiguas de la región, equivaliendo a los lagos proglaciales del mismo, contemporáneo a su vez al seno Grandi.



5.3. Enfoque regional de las formas glaciales deposicionales

Siendo las formas glaciogénicas, puede detectarse dos centros de acción principales:

A. El responsable del englaciamiento de la costa occidental sur de Navarino.

B. El responsable del englaciamiento de la costa sur de Navarino y Lennox.

A. El centro responsable del englaciamiento de la costa occidental sur de Navarino debe ubicarse en la cordillera de la isla Hoste entre península Dumas y península Pasteur. Este englaciamiento fué más bien en forma de glaciación de valle, a juzgar por la nitidez de las hombreras en el fiordo Ponsomby (fig. 9) frente a bahía Douglas. La parte interior de bahía Tekenika es un fiordo y parte de los depósitos correspondientes deben estar en el fondo de bahía Nassau.



Fig. 9 a: Fiordo Ponsomby con hombreras glaciales. En primer plano morrena de recesión como depósito correlativo al fiordo (Ba. Douglas).



Fig. 9 b: Detalle de hombrera del fiordo Ponsomby (Isla Hoste), rocas aborregadas, arteza y valles colgantes.

B. El centro responsable del englaciamiento de la margen sur de Navarino y Lennox fué la cordillera de península Haydy (isla Hoste) y de las islas Wollaston. Su consecuencia fué englaciamiento de *piedmont* sobre la actual bahía Nassau, ya que los arcos frontales del Sur de Navarino revelan una disposición lobular del hielo, típicamente de *piedmont*, cuya margen se extiende desde Grandi hasta Lennox. Los lagos del Sur de Navarino deben considerarse como *lagos de piedmont glacial*. Los materiales de la paleo-cordillera Hardy-Wollaston, actualmente semisumergida, se encuentran en la costa sur de Navarino como depósitos glaciales. La fig. 1 indica los centros de dispersión glacial y las direcciones de expansión, según los testimonios analizados en este trabajo.

5.4. *Los niveles litorales*

Los trabajos de CALDENIUS (1932), AUER (1959 y 1970), BIRD (1938), FUENZALIDA (1960), MERCER (1970), NORDENSKIOLD (en CALDENIUS), y ARAYA-VERGARA (1974 y 1976), permiten concluir en lo siguiente:

A. Los terraplenamientos apicales de los colinajes morrénicos son *terrazas lacustres*.

B. Los niveles bajos (en general 10 m. o Menos) en su manifestación abrasiva son rellanos de terraza marina y, en su manifestación deposicional, cordones litorales.

Ambos no alteran las formas fundamentales de la costa debidas a la influencia glacial y, por lo tanto, su importancia es menor para el tema central de este trabajo.

5.5. *Las formas submarinas*

5.5.1. *Hechos observacionales derivados de la distribución de profundidades*

De la revisión de la carta de navegación del Instituto Hidrográfico de la Armada de Chile 1: 200.00, se desprende que en general bahía Nassau tiene profundidades inferiores a los 100 m., con excepción del eje de la bahía, con profundidades un poco mayores, y de la entrada a los más importantes fiordos. Todo parece como si una plataforma continental de profundidades menores que 100 m. estuviera interrumpida por cubetas menores.

El problema de la génesis de esta plataforma debe estar ligado a las variaciones del nivel del mar y al efecto de acción submarina del hielo.

A. *Las variaciones del nivel del mar*

Desde el punto de vista de los balances de agua entre los hielos y los océanos, las recopilaciones y cálculos propios hechos por FLINT (1969) muestran que, si se fundieran todos los hielos terrestres existentes, la capa de agua producida tendría 65 m. de espesor. La fusión de los hielos en una edad glacial causaría una capa de agua de 197 m. Esto da -132 m. para el nivel del mar en una edad glacial, valor del que debe ser deducido el correspondiente a la subsidencia isostática producida por el mayor peso del agua de mar, lo que da -92 m. Los establecimientos directos dan -80 m. FLINT opina que probablemente estos valores son mínimos. De acuerdo con los resultados obtenidos por distintos autores los valores deben fluctuar entre -80 y -105 m.

Por su parte, a partir de 50 muestras datadas con C 14 y provenientes de varias profundidades y diversas costas consideradas como "relativamente estables", SHEPARD (1963, en FLINT 1969) determinó que 15.000 años A.P. el nivel del mar estaba a aproximadamente -80 m. y que en 10.000 A. P. se ubicaba entre -30 y -40 m., o sea, al finalizar el Würm.

Como se comprende, estos valores son para una "glaciación modelo". Pero para la glaciación máxima se proponen niveles del mar entre -137 - 159 m. (DONN, FARRAND & EWING, 1962). El valor positivo de 65m. sobre el actual también debe ser rebajado, ya que se sabe durante el Cuaternario no ha fundido el casquete antártico y que su volumen interglacial no ha sido muy distinto al actual. Por lo tanto, como resume TRICART (1965), actualmente hay referencias a niveles marinos entre 30 y 40 m. y -100 y -150 m. para costas totalmente estables en el Cuaternario.

Como se ve, estas deducciones valen puramente para costas estables, considerando sólo dos factores: la glacioeustasia y la isostasia marina. Pero las investigaciones sistemáticas en altas latitudes demuestran que en estas últimas ha intervenido la glacioisostasia de una manera decisiva. En Fuego-Patagonia tiene que haber existido tendencia a la submersión en las edades glaciales, con un descenso del mar, menor que en las latitudes medias y bajas. Inversamente, la descompresión producida por la fusión del hielo en un interglacial, debe haber producido en el continente una elevación mayor que en otras latitudes, con menor tendencia del mar a anegar las formas continentales.

Para evaluar cada uno de los factores (glacioisostasia y glacioeustasia) habría que saber medir en la región la glacioisostasia. De los resultados presentados en este trabajo y en otros del autor (ver referencias) sólo es posible sacar conclusiones para el Postglacial, como se verá más adelante, pero que no pueden dar cuenta del problema fundamental. En el Hemisferio Norte se ha determinado que el levantamiento isostático noruego fué de unos 200 m., lo que es aproximadamente el doble del valor que, según la curva de SHEPARD, se desprende para la transgresión postglacial.

Puede postularse, por consiguiente, que la surrección isostática de Fuego-Patagonia ha sido considerable. estudios dirigidos por H. FUENZALIDA (ARAYA & HERVE), 1966) en las islas Shetland del Sur revelan un retroceso glacial que continúa en la actualidad con un alzamiento del continente correlativo a él de por lo menos 20 m. en las parte desprovistas de hielo y que sólo debe revelar una parte del Postglacial. Dada la cercanía geográfica, la conexión zonal y la inmensa área englacada en el Pleistoceno patagónico, parece correcto asimilar la gran altura de las formas marinas postglaciales de Fuego Patagonia a un proceso isostático más importante que la glacioeustasia, y que muestra las terrazas lacustres altas intocadas por el mar.

Por la revisión de estos antecedentes, parece que los efectos glacioeustáticos y glacioisostáticos hubieran sido desfavorables a una profunda disección de los canales o a una profunda acción modeladora de la plataforma, razón que obliga a pensar en qué condiciones el hielo debe haber trabajado el actual fondo marino en la plataforma.

B. La acción submarina del hielo

Como actualmente se ve en la Patagonia misma, los glaciares que alcanzan el mar no abandonan su acción erosiva de fondo hasta que el hielo empieza a flo-

tar, lo que ocurre cuando la profundidad es $6/7$ del espesor del hielo sobre el nivel del mar. G.K. Gilbert presenta una discusión, ya clásica, sobre la acción del hielo bajo el nivel del mar.

En Fuego - Patagonia las altas hombreras litorales no pueden indicar espesor con respecto al nivel del mar actual, porque están alzadas isostáticamente. Por ello se tomarán supuestos espesores mucho menores sólo con el fin de tener una idea de la profundidad de erosión glacial. Siendo la actual terraza lacustre litoral de unos 30 m. de altura y la hombrera alta de la costa occidental de Navarino de unos 300, es posible imaginarse un espesor emergido de uno 50 m. en las partes terminales y mayor más cerca del centro de dispersión en el Pleistoceno. En estas condiciones, es factible que el hielo erosione hasta unos 150 a 180 m. de profundidad con seguridad. Considerando que tanto CALDENIUS como el autor han hecho determinaciones sobre la extensión de la glaciación en esta región, existen fundamentos para pensar que el espesor de los glaciares debe haber sido mucho mayor en la glaciación máxima, lo que da cuenta de los *ombli-gos glaciales* submarinos.

En efecto, una tendencia a esta dinámica se aprecia en el piedmont de bahía Nassau. Como ya se sabe, sus profundidades son relativamente bajas, de modo que el hielo debe haber modelado importantemente estos fondos hasta bahía Windhond. Un perfil de ecosonda trazado con el buque de la Armada "Marinero Fuentealba", permite detectar en esta bahía un ombli-gio glacial separado del mar abierto por un umbral (fig. 10). El perfil fué trazado de N a S. El ecograma muestra que la cubeta de Windhond tiene profundidades máximas de 70 m., en tanto que el umbral se eleva hasta los 10. El estudio de los trazos de eco revela además que el fondo de las partes bajas es más blando que en las altas y que algunas elevaciones pueden ser detríticas. Puede suponerse entonces que se trata de una alterancia entre depósitos clásticos y rocas aborregadas, dejando la evidencia de que se trata de un lóbulo glaci-génico de piedmont, debido a los testimonios emergidos.

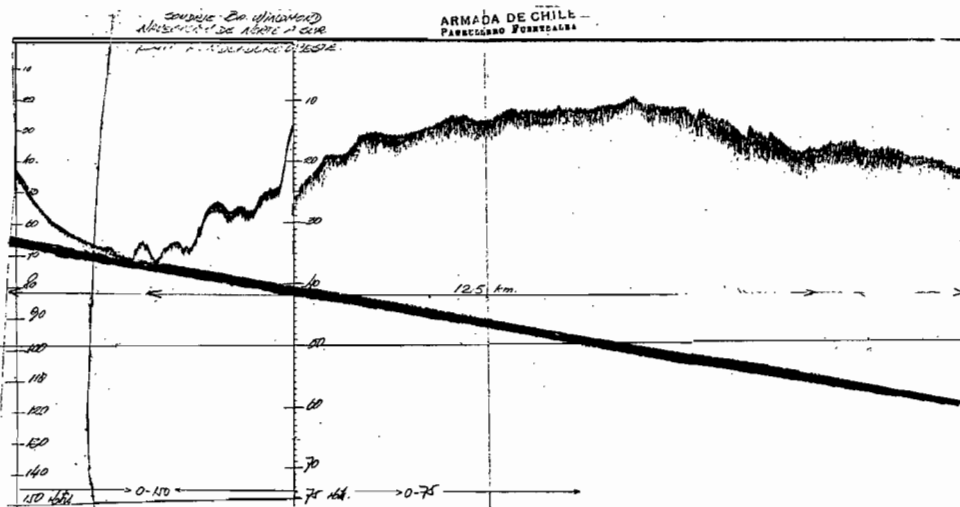


Fig. 10

6. EDADES Y CORRELACIONES

En vista de la inexistencia de dataciones absolutas en el área, se empleó métodos de datación relativa, aunque estrechamente asociados con los resultados que otros investigadores han encontrado en áreas cercanas y en general en la Patagonia. Gran parte del trabajo de estos investigadores ha cristalizado en dataciones absolutas, hecho que permite hacer inter y extrapolaciones bastante confiables por lo menos en la generalidad del cuadro geocronológico. Los resultados de estas investigaciones plantean un puzzle no fácil de armar. Este puzzle fué mostrado en parte por AUER (1970), pero de lo que él presenta no es posible, o cuesta mucho, sacar una conclusión clara.

Debido a esto, aquí se plantearán estos resultados de una manera distinta, comparándolos con los obtenidos en el presente trabajo para, al final, llegar a un cuadro de resumen lo más claro posible (Apéndice 2).

6.1. *Las facies morrénicas, lacustres, glacialacustres y glaci-fluviales en los colinajes glaci-génicos*

El análisis estratigráfico y genético dió a entender que los sistemas morrénicos revelan un avance principal, un retroceso, otro avance parcial sin morrenas terminales típicas y un retroceso final. El retroceso después del avance principal revela secuencias de avances, como lo prueba la presencia de arcos sucesivos de morrena.

Como guía para la interpretación geocronológica de esta secuencia han sido tomados en cuenta los resultados obtenidos en la Patagonia por CALDENIUS (1932), AUER (1959 y 1970), MULLER (1959), en HEUSSER (1960 y 1966), MERCER (1970) y MARANGUNIC (1974).

La observación del cuadro del Apéndice 2, permite concluir lo siguiente:

- a) Parece correcto atribuir los sedimentos glaci-génicos más antiguos del área al Dryas Inferior, estadio perteneciente a la última glaciación.
- b) Esta datación afecta a las morrenas terminales de Windhond, de Seno Grandi y a los depósitos de Lennox.
- c) Estas morrenas deben coincidir con el sistema Gotiglacial de CALDENIUS, considerando su teleconexión con las morrenas suecas correspondientes y la datación moderna de C 14 de las mismas.
- d) Los varves más antiguos de bahía Windhond deben considerarse como correspondientes a una fase de recesión del Dryas inferior y cercanos, posiblemente a la oscilación Alleröd, reflejando condiciones climáticas más moderadas.

En seguida, vienen los ya descritos sedimentos morrénicos superiores y sus facies asociadas, muy ambiguamente y mal representados en el área estudiada, a diferencia del canal Beagle. Entre ellos y los antiguos debe ubicarse un *interstadial*, en el que se propone la ubicación de la oscilación Alleröd. Con respecto a ésta, los trabajos de los autores citados no han dado luz, y sus dataciones y deducciones sólo se refieren a la deglaciación como fin del Wurm. Por esta razón la situación presentada en canal Beagle (ARAYA-VERGARA, 1976) proporciona antecedentes valiosos. En el Sur, sólo Lennox entrega rasgos, aun-

que dudosos. Habría que bucear en las islas Wollaston y en la Pa. Hardy para encontrar las evidencias más australes. Los sedimentos morrénicos superiores sugieren, por consiguiente, una nueva progresión después del interestadial, producida en el Dryas Superior, sin morrenas terminales típicas y dejando morrenas de recesión o falsos drumlins. Se propone además atribuir a este estadio las morrenas de bahía Douglas. En bahía Nassau, estos sedimentos deben estar en el fondo del mar.

Este estadio debe equivaler al Finiglacial de Caldenius. *MERCER* (1972) encontró que la morrena interior del lago Llanquihue tiene edades C 14 que la ubican en el penúltimo estadio, lo que hace pensar que los restos del último debieran estar más hacia el Oriente. Lo antedicho plantea la posibilidad de que las morrenas terminales de Skyring-Otway, tal como fueron datadas por *MERCER* pertenezcan al Gotiglacial escandinavo y no al Finiglacial, O sea, que ellas parecen tener la misma edad que las de bahía Windhond, y es posible que en estos grandes senos lo correspondiente al fin del Dryas se encuentre en el fondo del seno, como ocurre posiblemente en Ba. Nassau. El Dr. C. Marangunic (comunicación verbal) opina que un criterio de datación relativa puede consistir en la consideración del espesor de los suelos de turbera, aunque ello también depende de la topografía. De todas maneras, hay que destacar el buen espesor que alcanzan las turberas sobre las formaciones detríticas del Dryas en Windhond, tal como fué descrito.

6.2. Los niveles marinos

Los trabajos de *ANDERSON*, *HALLE*, *NORDENSKJOLD* (en *AUER*), *AUER* (1970), *CALDENIUS* (1932), *MERCER* (1970), *FUENZALIDA* (1960-3), *FREGUELLI* (en *AUER*), *BIRD* (1938), *ARAYA-VERGARA* (1974; 1976) permiten asegurar que los niveles marinos son postglaciales. El cuadro de correlación geocronológica del apéndice 2 da cuenta de estos resultados, basándose en dataciones absolutas y relativas, aunque para el tema presente las formas estrictamente marinas sólo son de detalle. Del examen de todos estos trabajos se desprende que la considerable altura de los niveles marinos postglaciales en Fuego-Patagonia sólo es un reflejo de la reacción isostática ascendente que acompañó a la deglaciación.

7. DISCUSION

Aquí se planteará los siguientes problemas: zonas frontales de glaciación y zonas de origen, verdadero carácter de las facies con disposición rítmica, número de glaciaciones y criterio de separación de estadios, e importancia relativa de de los tipos de eustasia.

7.1. Zonas frontales de glaciación y zonas de origen

Los anteriores trabajos de *ANDERSON* (1906), *HALLE* (1910), *CALDENIUS* (1932) y *FERRUGLIO* (1950) ya habían detectado el origen glacial de una buena parte de las formas analizadas aquí, pero no habían determinado las secuencias glaciales que les dieron origen ni el lugar en que se movieron los hielos de una manera satisfactoria. En este último punto, el único que profundiza es *CALDENIUS*, quien mapea la glaciación por el canal Beagle únicamente, alcanzando su máximo hasta la isla Lennox y la costa sur de Navarino, suponiendo un aspecto similar a un manto de piedmont procedente de la cordillera Darwin. De esta hipótesis se ha visto (*ARAYA-VERGARA*, 1976) que sólo es válido lo que se refiere al Beagle, pero como glaciación de valle. En lo que tiene que ver con la

parte sur de Navarino y Lennox, ella no tiene ninguna base y su formulación cartográfica sólo se explica porque CALDENIUS no trabajó en la parte sur de Navarino y lo que allí determinó lo hizo sólo por extrapolación. No hay depósitos glaciales con materiales procedentes del Beagle y -por lo tanto- de la actual cordillera Darwin, que en forma de morrenas terminales o de otro tipo se encuentren al Sur de Lennox y Navarino. Mientras en Lennox no existe estructura alguna de morrena terminal típica, en Navarino el sistema frontal indica empujes desde el Sur, como ya se vió. Las verdaderas zonas frontales aparecen en lugares muy distintos a los indicados por los autores suecos, desde Anderson a Caldenius. Ello se explica porque éstos no sólo carecieron de cartas adecuadas, sino también de fotografías aéreas de cualquier tipo, a lo que se agrega el poco conocimiento del terreno en las islas australes. Al parecer, Caldenius sólo se basó en las informaciones de sus predecesores.

7.2. *El verdadero carácter de las facies con disposición rítmica*

Uno se puede plantear la duda acerca de si el ambiente acuático en que se depositaron las capas rítmicas, con varves típicos o no, fué continental (lacustre), marino o mixto. Esto es importante, porque puede acusar el grado de continentalidad en que la glaciación de piedmont se desarrolló.

El problema surge, porque -debido al efecto glacioisostático- es difícil suponer que durante la última glaciación el nivel haya estado mucho más bajo que el actual. En el capítulo correspondiente, se dió a entender que los sedimentos rítmicos de Windhond son de origen lacustre, dada su estructura en varves. Para el canal Beagle, HALLE (1910, en CALDENIUS) observa que los sedimentos morrénicos de la isla Gable parecen descansar sobre una terraza marina, admitiendo tácitamente que todo el espesor estratificado que está por debajo de la morrena es de origen marino. Por su parte, ANDERSON (1903) describe al lado W. de la misma isla una sección en la que la parte inferior consiste en sedimentos estratificados, arena gruesa con intercalaciones de lechos más finos, presentando finas discordancias. Posteriormente, FERUGLIO (1950) se refiere a los depósitos glaciales y limoglaciales de la isla Gable, interpretando el hecho como producido por un lago. Los trabajos de HALLE y NORDENSKJOLD parecen sugerir que, desde un punto de vista peleontológico, estos sedimentos corresponden a facies marina.

En vista de estos antecedentes hay que retener los siguiente:

- a) La estructura en varves corresponde indudablemente a un ambiente de aguas tranquilas, por lo menos bastante protegido del mar abierto. (cerrado o semicerrado).
- b) No es necesario que la facies haya sido netamente de aguas dulces ni, por otro lado, de aguas saladas, tratándose en cambio de agua salobre.
- c) La respuesta correcta debe encontrarse en un buen análisis micropaleontológico y paleontológico.
- d) En todo caso, es evidente que estas aguas estuvieron ligadas a ambientes proglaciales.

7.3. *Número de glaciaciones y criterio de separación de estadios*

Se vió que los antecedentes aportados no permiten reconocer más que una glaciación en el extremo sur. Basándose sólo en el testimonio de las formas,

podría suponerse que ellas son producto de dos glaciaciones, pero la extrapolación de los resultados geocronológicos obtenidos más al Norte sólo da cabida para los últimos estadios del Würm. El autor encontró en el sector oriental del canal Beagle una superficie de alteración de color anaranjado, convertida a veces en manto coluvial, pero no ha sido posible ubicarla estratigráficamente con certeza. La naturaleza de sus arcillas todavía no es conocida. No se halla sistemáticamente en las partes más altas y en el área de Puerto Williams se la ubica a alturas no muy diferentes de aquellas partes sin manto de alteración, y poco retirada de la orilla del mar. Es posible que no sea una capa de mucha significación climática y, de serlo puede corresponder al último interstadial importante, como posiblemente los "ñadi" de la Región de los Lagos. Obviamente, esta capa no se ha tomado como criterio para separación de los estadios del Würm, sino el análisis estratigráfico.

La discordancia entre los varves basales y los sedimentos morrénicos superiores separa visiblemente en el Beagle las dos secuencias de la última glaciación, pero no tan claramente en la costa sur de navarino y Lennox. La simple ubicación de las morrenas terminales no sirve ni es aplicable, porque ellas pueden faltar en cualquiera de los dos estadios. En seguida, no es preciso que un glaciar de cualquier tipo deje morrenas terminales. Tampoco es exacto que sistemas terminales sucesivos correspondan a recesión, sino a diferentes secuencias. Lo contrario es desconocer la verdadera naturaleza de la dinámica glacial. Sobre todo en una región como la tratada, lo más decisivo es la estratigrafía y el estudio de los materiales -además de los métodos de datación absoluta- y no el simple testimonio de las formas.

En vista de las extrapolaciones de los resultados de los métodos absolutos, se ha propuesto separar el Dryas con la oscilación Alleröd. Esto es discutible ya que, por su corta duración, el Dryas superior parece corto para provocar un avance importante de los hielos. Sin embargo, ultimamente MARANGUNIC (1974) encontró en el Estrecho de Magallanes los dos estadios Dryas separados por la oscilación Alleröd, usando métodos relativos.

Por lo tanto, hasta el momento sólo se puede afirmar que dentro de la última glaciación las formas resultantes corresponden al Dryas Inferior en su manifestación más importante.

7.4. *Importancia relativa de los tipos de eustasia*

En el tratamiento de este tema ha habido que recurrir a veces a razonamientos eustáticos para una adecuada comprensión de la evolución del relieve litoral.

Ello lleva indudablemente a poner en duda la exactitud de algunas dataciones relacionadas con los niveles marinos, porque en la región e incluso en el mundo no se sabe todavía medir la importancia relativa de cada tipo de eustasia, salvo en pequeñas áreas donde se haya realizado trabajos sistemáticos de alta precisión.

En el área en cuestión, no se sabe hasta donde influyó la comprensión isostática en cada sector y los conocimientos sobre variaciones glacioeustáticas sólo se refieren a promedios de determinaciones absolutas en costas relativamente estables y sin fenómenos glacioisostáticos. Pero en general para el Postglacial los posibles errores cometidos por este motivo no son demasiado grandes, como se puede constatar en el cuadro de correlación (Apendice 2).

8. CONCLUSIONES

En un sentido paleogeográfico, y en el extremo austral de Sudamérica, la cordillera formada por la actual península Hardy y las islas Wollaston fué un importante centro de dispersión glacial del Pleistoceno Superior, provocando avance glacial desde el Sur y Suroeste. La principal área englaciada fué bahía Nassau.

Este esquema obliga a modificar el mapa de CALDENIUS, basado en esta parte en las ideas de KRANCK (1932, en AUER, 1970).

A juzgar por la ubicación de las morrenas terminales, quizás la mayor parte de la isla Navarino quedó cubierta por el hielo, ya que en esta parte *la glaciación fué esencialmente de piedmont*. Se puede manejar aquí dos topónimos paleogeográficos: el área de origen del hielo (Hardy - Wollaston) puede llamarse *Cordillera del Cabo de Hornos* y el área piedmontana de avance glacial en la vertiente norte y noroeste, *Piedmont de Nassau Windbond*.

La configuración general de las costas está ligada a esta genética.

9. AGRADECIMIENTOS

El auspicio de la expedición y en parte de la investigación misma correspondió a la Dirección de Fronteras y Límites del Estado, en convenio con el Departamento de Geografía de la Universidad de Chile. El Jefe del Departamento de operaciones de esta Dirección, Sr. Arturo Ayala Arce, puso todos los medios disponibles para el éxito de la expedición. La Armada de Chile prestó una apreciable colaboración desde su base de Puerto Williams. Los oficiales del buque "Marinero Fuentealba", Teniente Wilder y Subteniente Montero, y su tripulación prestaron siempre una desinteresada y efectiva colaboración, así como también el Comandante Ibarra y su tripulación. En varias partes, los destacados de Puesto de Vigía y Señales, los pobladores y los carabineros prestaron máximo apoyo y hospitalidad. El Sr. Guillermo Arias, funcionario de la Dirección de Fronteras, realizó eficazmente el enlace logístico al comenzar la expedición. Gran parte de los análisis de laboratorio y con fotografías aéreas le cupo a los ayudantes Consuelo Castro, Jorge Urcullu y Belisario Andrade.

La colega María Ester Vera acompañó al autor al terreno para hacer sus observaciones sobre la introducción a la morfología de la región y los intercambios de opiniones con ella fueron siempre fructíferos, colaborando eficientemente con los ayudantes de terreno Sres. Andrade y Urcullu, en anotaciones cartográficas y fotointerpretación. El intercambio de ideas con el Dr. Cedomir Marangunic, que trabajó sobre un tema parecido en el Estrecho de Magallanes, fué muy fecundo. El dibujante de la Dirección de Fronteras, Sr. Rudy Schmidt puso en limpio algunas de las ilustraciones del trabajo.

10. REFERENCIAS

- ANDERSON, J.G. 1903. Falkland Islands and Tierra del Fuego. Geogr. J. 21: 159
- ANDERSON, J.G. 1906. (En AUER, 1970)
- ARAYA-VERGARA, J.F. 1974. *Origen de los cordones litorales en el extremo austral de Sudamérica y su significado en la regularización de la costa*. R. geogr. Chile (22 - 23): 43 - 50.
- ARAYA-VERGARA, J.F. 1976. *Geocronología del Würm Superior y del Post*

- Glacial en el extremo austral de Chile.* Actas 1º Congr. Geol. Nacional Chileno. Santiago 1. D1 - D20.
- ARAYA, R. & F. HERVE. 1966. *Estudio geomorfológico y geológico de las islas Shetland del Sur.* Antártica. INACH. Publ. 8.
- AUER, V. 1959. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia.* 3: Shoreline Displacements. Ann. Ac. Sc. Fenn. S. A. 3. 60. Helsinki.
- AUER, V. 1970. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia.* 5: Quaternary Problems of Southern South America. Ann. Ac. Sc. Fenn. S.A. 3. 100. Helsinki.
- BIRD, J. 1938. *Antiquity and Migrations of the Early Inhabitants of Patagonia.* Geogr. R. 28 (2): 250 - 275.
- CALDENIUS, C. 1932. *Las glaciaciones cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego.* Geogr. Annaler Hf o. 2. Stockholms.
- DONN, W.L., W.R. FARRAND & M. EWING. 1962. *Pleistocene Ice Volumes and Sea Level Lowering.* J. Geol. 70: 206-214.
- FERRUGLIO, E. 1950. *Descripción geológica de la Patagonia.* Min. Ind. y Com. Y. P.F. 3. Buenos Aires.
- FLINT, R.F. 1969. *La hauteur du niveau de la mer pendant une période glaciaire.* INQUA. Compte Rendu Officiel du VIII Congres. Paris: 25-30.
- FUENZALIDA, H. 1960-3. *Observaciones geomorfológicas en Tierra del Fuego.* Inform. Geogr. Chile. (10): 198.
- HALLE, T.G. 1910. (En AUER, 1970).
- HEUSSER, C. 1960. *Late Pleistocene Environments of Laguna de San Rafael Area.* Chile. Geogr. R. 5 (4): 555-577.
- HEUSSER, C. 1966. *Late Pleistocene Pollen Diagrams from the Province of Llanquihue.* Southern Chile. Proc. Am. Phil. Soc. 110 (4): 269-305.
- INSTITUTO HIDROGRAFICO DE LA ARMADA DE CHILE. 1972. *Tablas de mareas de la costa de Chile.* Valparaíso.
- L.I.G.U.S. 1958. *Méthode améliorée pour l'étude des sables.* R. Géomorph. Dyn. (9): 43-54.
- MARANGUNIC, C. 1974. *Los depósitos glaciales de la Pampa Patagónica.* R. Geogr. Chile. (22-23): 5 - 11.
- MERCER, J. 1970. *Variations of some Patagonian Glaciers since the late Glacial: II.* Amer. J. of Sci. 269: 1 - 25.
- MUNSELL COLOR COMPANY. s/f. *Soil Color Charts.* Baltimore, Maryland.
- TRICART, J. 1965. *Principes et méthodes de la géomorphologie.* Masson. Paris.

APENDICE I : CUADRO DE DATOS SEDIMENTOLOGICOS

| Nº | G R A D O S | | % | | C L A S E | D A T O S S O B R E L A S A R E N A S | | | | | C O L O R M A T R I Z F I N A E N S E C O | |
|-------|--------------|-------|------|------|----------------|---------------------------------------|------|------|-----|------|---|------------|
| | LUGAR | ARENA | LIMO | ARC. | | DENOMINACION | Md | Q1 | Q3 | So | Sk | |
| 72-1 | Pta. Róbaló | 38 | 44 | 18 | Limo arenoso | .220 | .104 | .650 | 2.5 | 1.18 | gris oliva claro | (5Y 6/2) |
| 72-2 | Pta. Eugenia | 49 | 32 | 19 | Arena limosa | .405 | .158 | .900 | 2.4 | .96 | gris claro | (5Y 7/2) |
| 72-6A | P. Williams | 62 | 27 | 11 | Arena limosa | .295 | .120 | .820 | 2.6 | 1.06 | oliva pálido | (5Y 6/3) |
| 72-7 | P. Navarino | 58 | 36 | 6 | Arena limosa | .205 | .102 | .640 | 2.5 | 1.25 | oliva pálido | (5Y 6/3) |
| 72-8B | Pto. Toro | 63 | 26 | 11 | Arena limosa | .375 | .150 | .860 | 2.4 | .92 | amarillo pálido | (2.5Y 7/4) |
| 72-10 | Cta. Bevan | 41 | 29 | 30 | Arena-limo-arc | .130 | .090 | .320 | 1.7 | 1.32 | gris oliva claro | (5Y 6/2) |
| 72-13 | Ba. Grandi | 55 | 30 | 15 | Arena limosa | .195 | .110 | .530 | 2.2 | 1.24 | gris | (5Y 6/1) |
| 72-16 | Ba. Douglas | 44 | 30 | 26 | Arena-limo-arc | .295 | .120 | .830 | 2.6 | 1.06 | gris oliva claro | (5Y 6/2) |
| 72-18 | Cta. del Oro | 32 | 39 | 31 | Arena-limo-arc | .320 | .130 | .780 | 2.4 | 1.00 | oliva pálido | (5Y 6/3) |
| 72-19 | S.E. Piedras | 59 | 23 | 18 | Arena limosa | .440 | .170 | .100 | 2.4 | .94 | amarillo pálido | (2.5Y 7/4) |
| 72-20 | Cta. Banner | 54 | 31 | 15 | Arena limosa | .290 | .140 | .780 | 2.4 | 1.14 | amarillo pálido | (5Y 7/3) |
| | Isla Gable | | | | | | | | | | oliva pálido | (5Y 6/3) |

APENDICE 2 : CORRELACION CRONOLOGICA DE LOS RESULTADOS ACERCA DE LAS SECUENCIAS GLACIALES Y LOS

CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR DESDE EL WURM SUPERIOR

| MILES AÑOS A. P. | CALDENIUS HEUSSER PATAGONIA | SENOS OTWAY SKIRING MERCER, AUER | FUEGO PATAGONIA AUER | L. LLANQUIHUE S. RELONCAVI HEUSSER | ESTRECHO DE MAGALLANES MARANGUNIC | EXTREMO AUSTR. SUDAMERICA J.F. ARAYA | CORRELACION | | |
|------------------|--|----------------------------------|---|---|-----------------------------------|---|-------------------|--|---|
| | | | | | | | EDAD | ESTADIO | |
| 1 - | Avances históricos 500 C. 14: anterior a último reavance: Témpanos III (HEUSSER) | Fines S. XVIII reavance | Sub-Atlántico Avance del bosque | Sub-Atlántico más húmedo (polen) | | Morrena Subactual Glacial Stoppani | Holoceno Superior | Témpanos III | |
| 2 - | | | 2300-2700 culminación reavance | Sub-Boreal Máximo estepa retroceso bosque | | | | | ? |
| 3 - | | | | | | | | Sub-Boreal menos frío menos húmedo (polen) | |
| 4 - | 3500: Post Témpanos I ó II 4000 a 5000 Témpanos I | 4200 C14: culminación reavance | 4480-6600 Tefra II: nivel del mar: 3 m. | | | Nivel del mar entre 3 y 5 m. Trangresión de 10 m. Morrena exterior de Yendegaia y conos de la bahía. | Holoceno Medio | Témpanos I | |
| 5 - | | | Atlántico más frío y húmedo | | | | | | |
| 6 - | | | Atlántico: Máximo bosque | | | | | | |

| | | | | | | | | | |
|------|--|--|---|---|---|---|-------------------|---------|--|
| 7 - | 6850 C14 y polen: glaciar Sn. Rafael más arriba que en actual | | 7450-7660 nivel más bajo que el actual. Transgresión de 10 m- | Boreal más cálido y seco (polen) | | | | | |
| 8 - | | | | | | | | | |
| 9 - | Finiglacial 10300-10800 morrenas secas medias (teleconexión) (CALDENIUS) | Glaciares en posición parecida a la actual | 8700-9300: Tefra I | Pre-Boreal Menos frío | ----- | Transgresión más alta que 10 m. | Holoceno Inferior | | |
| 10 - | | | Boreal: Máx. estepa | | Finiglacial o Dryas Joven | | | | |
| 11 - | | | Pre-Boreal Retroc-bosque | Dryas Superior más frío y húmedo | Morrenas Segunda Angostura | | | | |
| 12 - | | 12500 C14: Deglaciación canal San Jerónimo en Otway. Comienza retroceso hielo. | Allerod: máx. estepa | Allerod: más seco y cálido | ----- | Varves inferiores de Zañartu (Beagle), Gable y Ba. Windhond | | Allerod | |
| 13 - | | | Dryas Inferior Máximo bosque | 11800-12165 C14: post data morrenas L. Llanquihue | Dryas Inferior | | | | |
| 14 - | Gotiglacial 14000-16500 (teleconexión) (CALDENIUS) | | | | Dryas Antiguo Morrenas El Zurdo, Ciaiike y Nika | | | | |
| 15 - | | | | | | | | | |
| 16 - | | | 16085 C14 Pre data morrenas L. Llanquihue | ----- | | | | | |