

ESTUDIO INTEGRAL DEL VOLCANISMO CENOZOICO SUPERIOR DE LAS ISLAS SHETLAND DEL SUR, ANTARTICA

OSCAR GONZALEZ-FERRAN

YOSHIO KATSUI

**Departamento de Geología
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
UNIVERSIDAD DE CHILE**

Santiago, Chile

1 9 7 0

I N D I C E

	Pág.
ABSTRACT	125
RESUMEN	125
INTRODUCCION	127
Región estudiada y objeto del estudio	127
Estudios anteriores	127
Agradecimientos	128
GEOLOGIA DE AREAS VOLCANICAS DE LAS ISLAS SHETLAND DEL SUR	128
I.—Isla Robert, Península Copper Mine	129
Fisiografía	129
Geología	131
Formación Copper Mine	131
Rocas intrusivas hipabisales	132
Edad y correlaciones	136
II.—Isla Rey Jorge, Caleta Potter	136
Fisiografía	136
Geología	137
Secuencia clástico-volcánica	137
Rocas intrusivas hipabisales	138
Edad y correlaciones	141
III.—Isla Bridgeman	141
Fisiografía	141
Geología	141
Unidades volcánicas	141
Edad y correlaciones	146
Actividad reciente	146
IV.—Isla Penguin	146
Fisiografía	146
Geología	149
Unidades volcánicas	149
Edad, correlaciones y actividad reciente	153
V.—Isla Decepción	154
Fisiografía	154
Geología	156
Serie Pre-Caldera	157
Tectónica de colapso	157
Serie Post-Caldera	157
Consideraciones petrográficas de lavas de Isla Decepción	159
Actividad reciente de Isla Decepción	162
VI.—Isla Brabante	163
Fisiografía	163
CONSIDERACIONES PETROLOGICAS DEL GRUPO VOLCANICO SHETLAND DEL SUR	166
REFERENCIAS	172

ESTUDIO INTEGRAL DEL VOLCANISMO CENOZOICO SUPERIOR DE LAS ISLAS SHETLAND DEL SUR, ANTARTICA

Oscar González Ferrán* y Yoshio Katsui**

A B S T R A C T

Present paper discusses the petrographic characteristics and distribution of the volcanic rocks of the late Cenozoic in the South Shetland Islands Antarctica. The geology of the Copper Mine Peninsula, Robert Island, Potter in King George Island, Bridgeman, Penguin and Deception Islands is described, recognizing a displacement of the volcanic activity approximately from north to south. The evolution of the volcanic Pleistocene-recent centers associated with tectonic depression of the Bransfield Strait is analyzed. Recent eruptions in Deception Island are also discussed.

Petrographic and chemical analyses permit to conclude that the volcanic rocks of the South Shetland Islands, of Miocene to Recent age, are probably derived mainly from a basaltic-aluminous magma rich in soda. Its Peacock alkali-calcium index is 56.5, defining the calc-alkaline character of this volcanic Series in the South Shetland Islands.

R E S U M E N

En este trabajo se discuten las características petrográficas y distribución de las rocas volcánicas del cenozoico superior en las Islas Shetland del Sur, Antártica. Se detalla la geología de Península Copper Mine, Isla Robert, Potter en Isla Rey Jorge, Bridgeman, Penguin y Decepción, reconociéndose un desplazamiento de la actividad volcánica de norte a sur aproximadamente. Se analiza la evolución de los centros volcánicos pleistocénico-recientes ligada a la depresión tectónica del Estrecho de Bransfield y las recientes erupciones ocurridas en Isla Decepción.

Los análisis petrográficos y químicos permiten concluir que las rocas volcánicas de las Shetland del Sur, de edad miocena a reciente, probablemente deriven en su mayoría de un magma basáltico-aluminoso rico en soda. Su índice álcali-calcio de Peacock es de 56.5, definiéndose el carácter calco-alcálico de esta serie volcánica de las Shetland del Sur.

* Geólogo, Grupo de Volcanología, Departamento de Geología, Universidad de Chile y del Instituto Antártico Chileno.

** Dirección actual: Departamento de Geología, Universidad de Hokkaido, Japón.

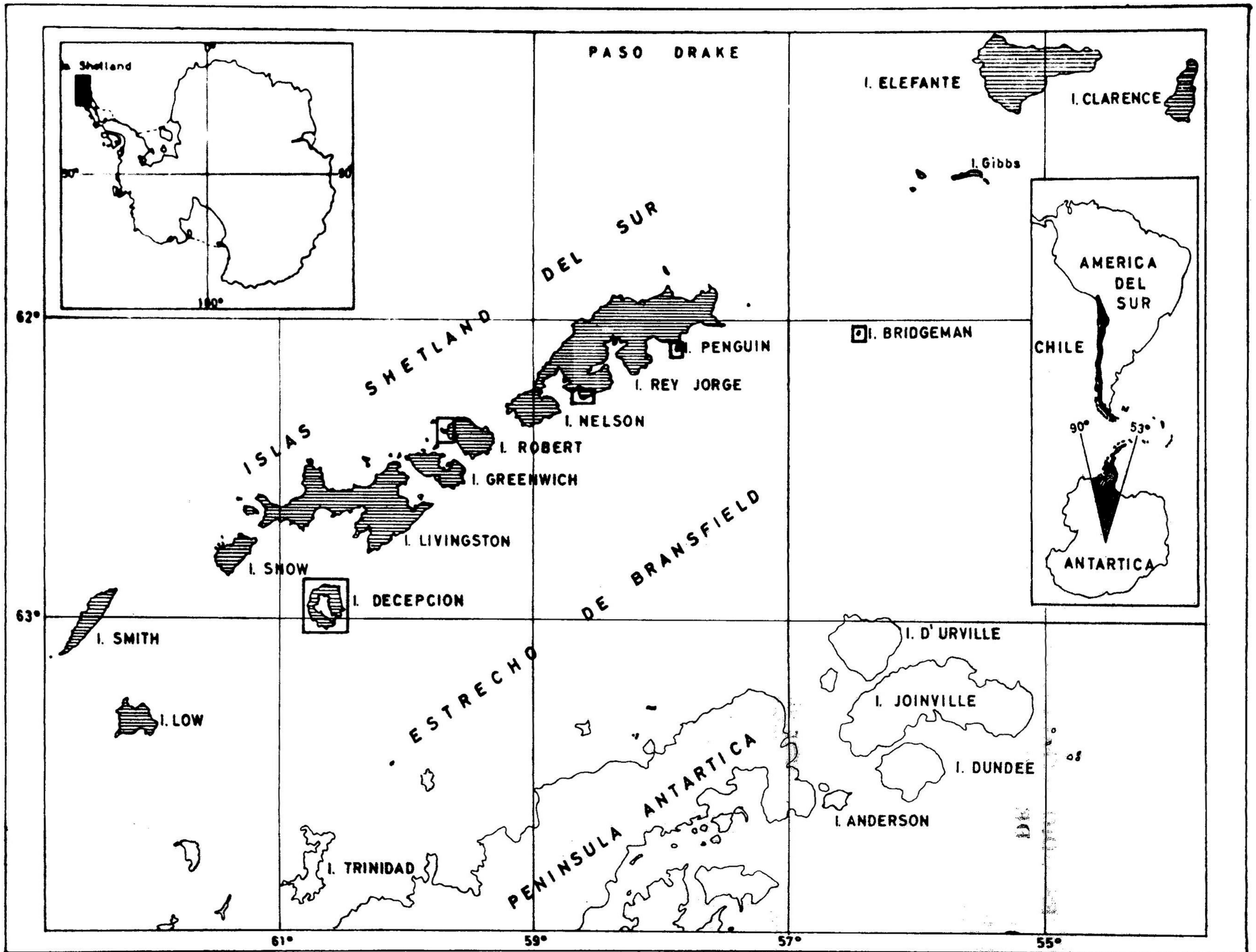


Fig. 1. Mapa de ubicación de las áreas estudiadas.

I N T R O D U C C I O N

Región estudiada y objeto del estudio

Con el objeto de obtener una información lo más amplia posible de las características petrográficas, distribución y relaciones estructurales del volcanismo cenozoico superior de las Islas Shetland del Sur, se efectuó el estudio de varias localidades e islas durante la XX Comisión Antártica Chilena.

Las Islas Shetland del Sur que comprenden a 15 islas principales y numerosos islotes menores se extienden de NE a SW entre los 61° 50' y 63° 30' de latitud sur y 55° 30' y 62° de longitud oeste aproximadamente, quedando separadas de la Península Antártica por el Estrecho de Bransfield (fig. 1). Los trabajos de terreno se efectuaron en el verano antártico de 1965-1966 (Diciembre-Marzo) y cubrieron las siguientes localidades: Isla Bridgeman, Isla Penguin, Isla Rey Jorge, península Caleta Potter, Isla Robert, península Copper Mine e Isla Decepción. El estudio de terreno consistió en levantamientos de mapas geológicos a escala 1:5.000 y 1:10.000, teniendo como base topográfica la restitución de fotografías aéreas verticales facilitadas por el British Antarctic Survey y restituidas por el Centro de Geodesia de la Universidad de Chile, tomando como referencias de coordenadas y cotas las cartas de la Armada de Chile.

Los estudios de laboratorio se efectuaron parcialmente en los años 1967 y 1968 en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Ellos consistieron en estudios petrográficos de 130 secciones delgadas; 33 análisis químicos de elementos mayores y la preparación de diagramas y figuras. En relación con los términos petrográficos "basalto, andesitas basálticas y andesitas" utilizado en el texto; los autores han seguido la siguiente definición:

Nombre de la roca	Contenido en SiO ₂	Índice de Color	Equivalencia hipabisal
Basalto	< 52%*	> 35**	Dolerita
Andesita-basáltica	< 52%	< 35	Leucodolerita
Andesita	> 52%*	< 35**	Diorita

El término andesita-basáltica, se emplea con el objeto de distinguir dichas rocas de los basaltos y andesitas normales. Los números entre paréntesis que se usan en el texto corresponden a las muestras que se hace referencia, las cuales se encuentran en la colección de INACH depositada en el Museo Nacional de Historia Natural.

Estudios anteriores

Numerosos han sido los informes de expediciones antárticas de varias naciones que se han referido a diversos aspectos de la geología de esta región septentrional de la Antártica y algunos han dado énfasis a la

* WILLIAMS et al (1958)

** KUNO (1954)

actividad volcánica observada particularmente en Decepción y Bridgeman. Ellos datan desde 1829 hasta el presente, siendo los más importantes los de KENDALL (1831), WILKES (1844), ANDERSON (1906); HOLTEDAHL (1929); GOURDON (1914 a); BARTH y HOLMSEN (1939), TYRREL (1945) FERGUSON (1921); NORDENSKJOLD (1913); ADIE (1957). Mientras que en la última década y como resultado del impulso dado por el Año Geofísico Internacional, a las investigaciones en el Continente Helado, un nuevo set de trabajos geológicos sobre algunas localidades de las Shetland se han publicado, destacándose entre ellos BERNINGHAUSEN and NEUMAN van PADANG (1960), HAWKES (1961 a y 1961 b); MULLER (1964); ARAYA Y HERVE (1966); FOURCADE (1960); BARTON (1963 y 1965); SCHAUER y FOURCADE (1964); ADIE (1964) y CASERTANO (1963).

De los trabajos anteriormente señalados los más importantes en relación con el presente estudio son el de NORDENSKJOLD (1913) que se refiere a la relación existente entre el volcanismo reciente y la depresión tectónica del Estrecho Bransfield y los de FERGUSON (1921) y TYRREL (1945) por sus contribuciones a la petrografía y petrología de las rocas ígneas de esta región antártica chilena.

Agradecimientos

Este estudio fue patrocinado y financiado por el Instituto Antártico Chileno, como parte del proyecto de investigación geológica que el Departamento de Geología de la Universidad de Chile realiza en el Territorio Antártico. Los autores expresan sus agradecimientos al Instituto Antártico Chileno; a los miembros de la XX Comisión Antártica Chilena y a los miembros del Grupo de Alta Montaña del Club Andino de Chile, señores C. Lucero y B. González por el apoyo logístico prestado. A los colegas del Departamento de Geología que colaboraron con sus críticas y consejos, y al Sr. J. Villalobos por los análisis químicos.

GEOLOGIA DE AREAS VOLCANICAS DE LAS ISLAS SHETLAND DEL SUR

Las Islas Shetland del Sur, integradas por 15 islas principales y numerosos islotes menores, se extienden desde la Isla Clarence hasta la Isla Smith con una longitud aproximada de 110 Km. y de dirección sur oeste, paralela a la región septentrional de la Península Antártica y a una distancia de 20 a 30 Km. de sus costas. Este arco de islas que se levanta a su vez sobre un bloque tectónico, está limitado al suroeste por las aguas del Estrecho de Bransfield y al noroeste por el mar de Drake (fig. 1).

El marco geológico de estas islas, que a su vez forman parte del extremo suroeste del Arco de Scotia, está íntimamente ligado a las características geológicas de la Península Antártica. En líneas generales las rocas pre-cenozoicas superiores de las Shetland del Sur corresponden principalmente a un complejo de rocas metamórficas de edad precámbrica y/o paleozoicas, según lo han señalado diversos autores, como también recientemente se ha demostrado la existencia de sedimentos marinos y continentales mesozoicos, principalmente jurásico-cretácicos. Estas formaciones pre-cenozoicas superior han sufrido plegamientos y fases intrusivas graníticas. Estas últimas son de probable edad cretácica superior a terciaria inferior.

Discordantemente sobre este complejo de rocas pre-cenozoicas se desarrolla un volcanismo de edad miocena-pliocena que engrana con sedimentos clásticos continentales, el que a su vez ha sido afectado por movimientos tectónicos de bloque y fuertemente disecado por la erosión glacial.

Una línea de actividad volcánica más reciente se desarrolla paralela al borde suroeste del bloque de las Islas Shetland, en estrecha relación con la depresión tectónica del Estrecho de Bransfield, tal como lo representan las Islas Bridgeman, Penguin y Decepción. Esta última sumamente activa, como lo señalan las sucesivas erupciones de 1967, 1969 y 1970.

El presente estudio tiene por objeto analizar la geología, con énfasis en sus características petrológicas y relaciones tectónicas, de las siguientes áreas volcánicas de edad cenozoica superior a reciente de las Islas Shetland del Sur: Península Copper Mine de Isla Robert, Península Potter de Isla Rey Jorge, Isla Bridgeman, Isla Penguin e Isla Decepción.

I.—ISLA ROBERT, Península Copper Mine

De las localidades estudiadas en el presente trabajo, Península Copper Mine de Isla Robert, representa una parte de la línea volcánica más septentrional de las Islas Shetland del Sur y probablemente una de las etapas más antiguas dentro del volcanismo cenozoico superior de esta región.

FISIOGRAFIA

Isla Robert se ubica aproximadamente en el centro del archipiélago de las Islas Shetland del Sur, y sus coordenadas son 62° 24' de latitud sur con 59° 30' de longitud oeste (fig. 1). Está separada de las islas Nelson y Greenwich por los estrechos Nelson e Inglés respectivamente. Isla Robert mide aproximadamente 10 millas de largo por 6 de ancho y su altura no sobrepasa los 240 metros sobre el nivel del mar, (fig. 2 A). En un 90% está cubierta por un casquete de hielo, que da origen a una planicie sin accidentes topográficos, que terminan en la costa en abruptos acantilados de hielo, con la excepción de pequeñas áreas costeras, donde afloran algunos promontorios rocosos. La excepción más importante la constituye Península Copper Mine, en el extremo occidental de la Isla, (fig. 2).

Península Copper Mine

Se extiende desde cabo Morris hasta el cerro Triplet, separando las caletas Copper Mine de Bahía Carlota. Presenta un aspecto mesetiforme en el tramo comprendido entre el Refugio Copper Mine y Cabo Morris, (fig. 4) con alturas que fluctúan entre 30 y 40 metros sobre el nivel del mar y algunas prominencias que se elevan hasta 80 metros como lo son, el cuerpo intrusivo de Cabo Morris - Catedral de Neptuno y el morro próximo al Refugio. En general esta meseta termina en paredes abruptas al pie de las cuales se han desarrollado angostas playas de gravas. Esta península queda unida a la isla, por un istmo cubierto por gravas marinas de cota cercana a los 10 m y de un ancho no mayor de 250 m. Este istmo aterrazado, se ve interrumpido hacia el oriente por un pequeño cerro en herradura. Una nueva terraza se extiende por unos 150 m hacia el oriente hasta empalmar con la pendiente del casquete de hielo de la isla que asciende suavemente hacia el interior. En el extremo sur-este de Caleta Copper Mine, emerge el cuerpo intrusivo del Cerro Triplet, que alcanza una altura de 140 m.

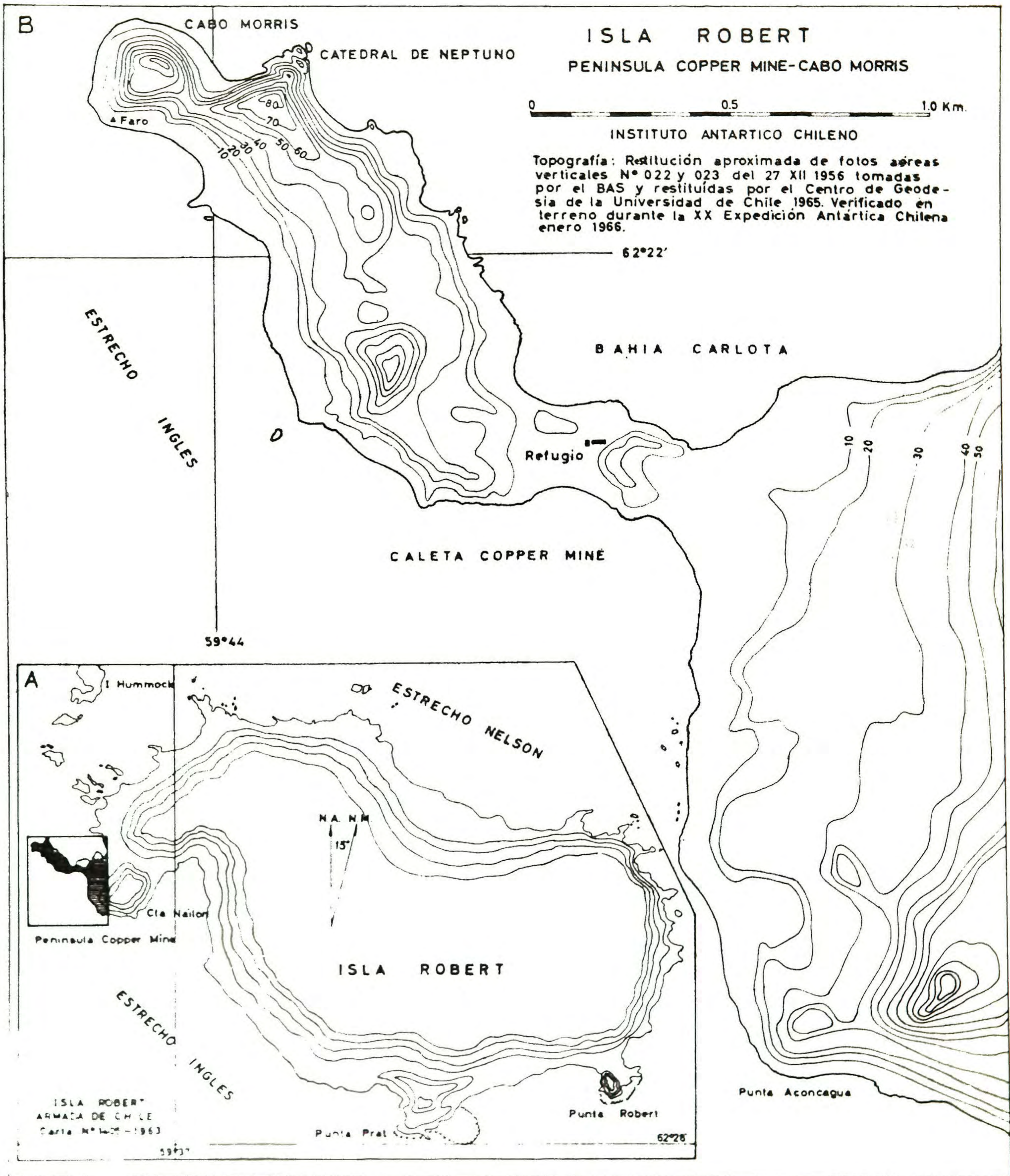


Fig. 2. Mapa de la Isla Robert (A) y Mapa topográfico de la Península Copper Mine (B).

GEOLOGIA DE LA PENINSULA COPPER MINE

Esta zona está constituida principalmente por una sucesión de lavas y piroclásticos de composición basáltica y andesita-basáltica afectada por numerosas intrusiones del tipo filones, filones manto, sheet y conolitos, de composición basáltica y de probable edad terciaria superior (?). Completan el marco geológico de esta península, un conjunto de sedimentos clásticos de origen tanto glaciario como marino, de edad cuaternaria-recente. De los estudios de terreno se han podido establecer las siguientes unidades estratigráficas:

Cuaternario	Sedimentos clásticos no consolidados.	} Depósitos de playa } Depósitos glaciofluviales.
	Rocas intrusivas	} Filones } Conolitos } Otros cuerpos intrusivos
Terciario Superior (?)	Formación Copper Mine	

Formación Copper Mine

Definición, distribución y petrografía. Los autores definen como Formación Copper Mine, al conjunto de lavas, aglomerados y piroclásticos de composición basáltica a andesítica-basáltica, las cuales son generalmente porfíricas. Tanto las lavas como piroclásticos se repiten alternadamente. Ellas se encuentran cruzadas por venillas de clorita, ceolita y calcita. Constituyen una secuencia bien estratificada con suave manto que aflora en la mayor parte de la isla. Se da como sección tipo, a la secuencia presente en el acantilado norte de Península Copper Mine donde se observan los siguientes niveles de arriba hacia abajo.

Formación Copper Mine.

Techo: actual superficie de erosión.

- | | |
|--|-----|
| a) Aglomerados gris pardos, rojizos, compuestos de escorias, bombas y bloques con matriz de ceniza, de composición andesítico-basáltico | 7 m |
| b) Lava basáltica aa, vesicular, gris media | 6 m |
| c) Aglomerados basálticos, compuestos de escorias, bombas, bloques y matriz de ceniza. En su parte superior es pardo rojizo y en la inferior es gris | 4 m |
| d) Lava basáltica de augita y olivina (O.G. 298), compacta, gris oscura, dura, porfírica, con abundantes fenocristales de plagioclasa cálcica tabular o prismática (An 72 — An 88), con escaso margen de (An 52); Olivina (2 Vx = 88°, parcialmente serpentizada, incluyendo pequeños granos de picotita); y augita diopsídica (Z : c = 41°, 2 Vz = 50° — 55°). La masa fundamental presenta textura intergranular, compuesta de plagioclasa (An 40 — An 55); Augita (Z : c = 40°, 2Vz = | |

46° — 52°) ; hiperstena (2 Vx = 63°, débil pleocroismo) ; minerales de hierro y escasa apatita. Como mineral intersticial se encuentran feldespato alcalino, clorita y biotita	5 m
e) Aglomerado pardo verdoso. En la base predominan los piroclásticos de cenizas y escorias bien clasificadas. La mayor parte de este horizonte, está compuesto de bombas vesiculares y bloques con matriz de ceniza. Tanto las bombas como escorias presentan cierto redondeamiento	6 m
f) Lava andesítica - basáltica porfírica	5 m
g) Aglomerado multicolor de verde a pardo, compuesto de cenizas, escorias y bloques alterados, de composición andesítica-basáltica	5 m
h) Lava andesítica - basáltica de augita e hiperstena (O.G. 293), gris verdosa, compacta, dura, salpicada de fenocristales de plagioclasa y piroxena. Los fenocristales de plagioclasa (An 52 - An 70), augita (2 Vz = 52° — 55°) e hiperstena (2 Vx = 76°, débil pleocroismo), se encuentran dispersas en la masa fundamental, que a su vez presenta una textura intergranular compuesta de plagioclasa (An 44 — An 54), hiperstena (2 Vx = 70°) ; augita (2 Vz = 53°), minerales de hierro, feldespato alcalino, clorita y apatita. Se observan algunas vainillas de calcita y clorita. (espesor expuesto) Base: Sepultada por escombros de talud y sedimentos de playa a nivel del mar.	2 m
TOTAL . . .	40 m

En el acantilado del lado sur de esta península se observa claramente, la continuidad de esta secuencia volcánica. Mientras que en el acantilado norte hacia el Refugio, se observa la prolongación del nivel de lava inferior (h) del perfil descrito anteriormente, la cual alcanza un espesor de 20 m., en el Morro Lautaro, los aglomerados alcanzan un desarrollo mayor, donde sus bloques también son mucho más grandes, hasta de 2 m. También se observa la continuidad de la formación en los alrededores del Cerro Triplet (fig. 3).

Las lavas de esta formación se caracterizan por ser rocas volcánicas básicas, ricas en plagioclasas. En la masa fundamental se encuentran generalmente clino y orto-piroxenas. Los minerales intersticiales corresponden a feldespatos alcalinos y clorita, con o sin biotita. Sin embargo, minerales de sílice no aparecen en cantidades considerables. La composición química tiene correspondencia con la mineralogía señalada, siendo alta en el contenido de aluminio y débilmente sobresaturada en sílice. Además, la relación hierro total MgO se caracteriza por lo pequeña. (Tabla 1).

Potencia. En el perfil dado se ha medido una potencia de 40 m.; pero de las observaciones de terreno y de la integración de otros afloramientos se estima que el espesor debe ser por lo menos de 150 m.

Rocas intrusivas

Numerosos cuerpos intrusivos, tipo filones, filones mantos, sheet, y conolitos, intruyen a la Formación Copper Mine, como se puede observar en la fig 3. En general estas rocas intrusivas son básicas. La mayoría de los filones tienen una composición correspondiente a basalto de au-

ISLA ROBERT

PENINSULA COPPER MINE-CABO MORRIS

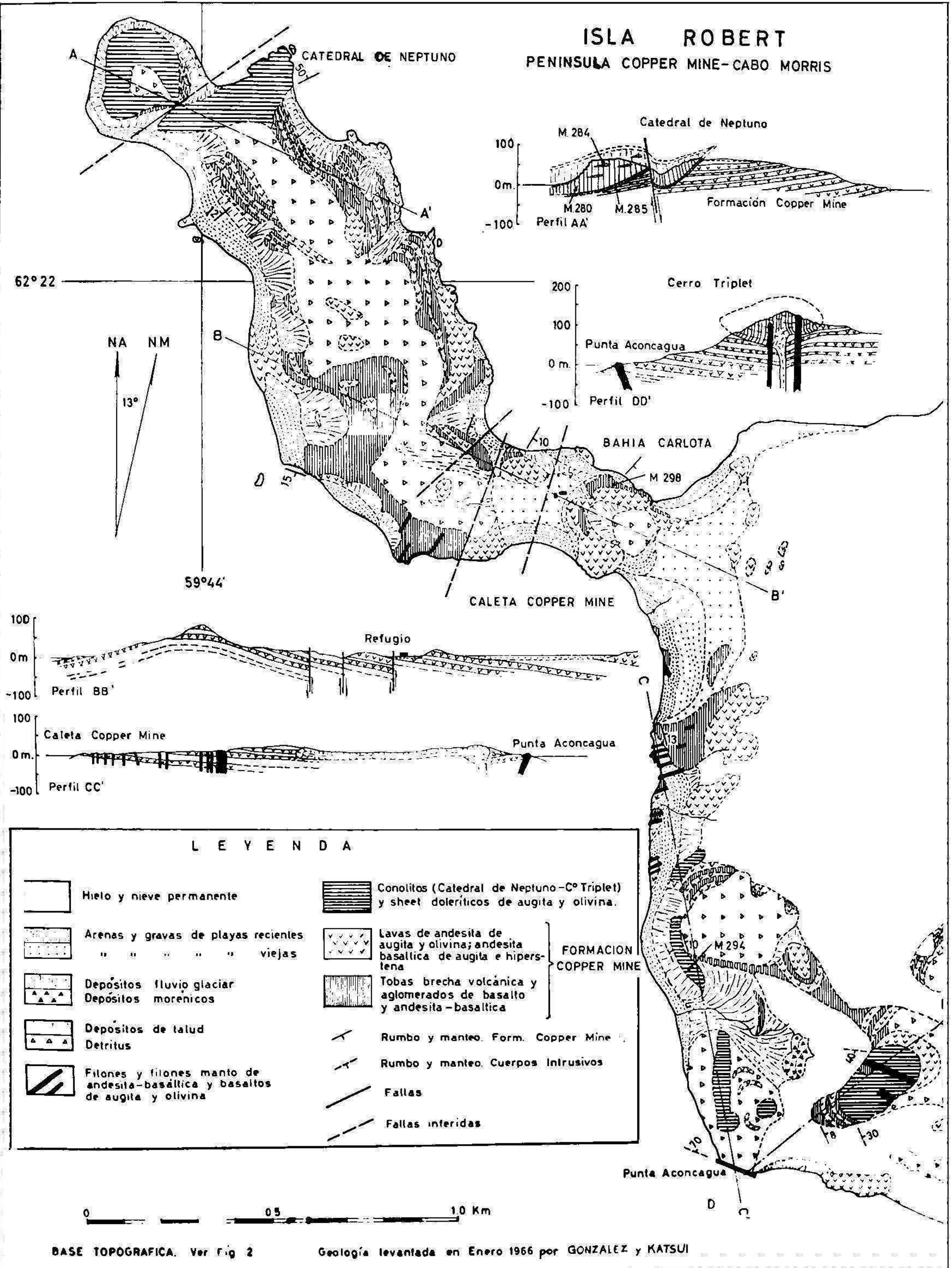


Fig. 8. Mapa y secciones geológicas de Península Copper Mine.

gita y olivina o de andesita basáltica con textura intergranular. Mientras que los filones mantos y los cuerpos intrusivos mayores del tipo conolito como lo son la Catedral de Neptuno - Cabo Morris (fig. 6) y el Cerro Triplet, corresponden a doleritas de igual mineralogía con textura ofítica a subofítica. En los cuerpos intrusivos mayores de posición subhorizontal, se reconoce una pequeña diferencia magmática, mientras que esto no ocurre en los cuerpos intrusivos de posición vertical a sub-vertical.

1.—*Filones*. Son numerosos y se encuentran a lo largo de la costa de la Caleta Copper Mine. Ellos están especialmente concentrados, en la parte media de la playa este de dicha Caleta y en menor proporción en la playa norte y en Punta Aconcagua. Sus rumbos varían de norte a sur a lo largo de la costa de Caleta Copper Mine, como sigue: N 45° E; N 60° E a N 70° E en la parte central y N 65° W en Punta Aconcagua. Además en el Cerro Triplet ellos tienen rumbo N 65° E. La posición de la casi totalidad de estos filones es aproximadamente vertical (fig. 3, Perfil CC'). Analizando estos rumbos se observa que ellos convergen radialmente hacia un centro o foco que estaría situado aproximadamente a un kilómetro hacia el suroeste de Caleta Copper Mine, actualmente bajo el mar. La potencia de ellos varía entre 1 y 4 m, siendo la mayoría de 2 a 3 m. Petrográficamente, su composición corresponde a basaltos.

2.—*Conolitos*. Se encuentran distribuidos desde Cabo Morris a Punta Aconcagua. Las características individuales de estos cuerpos es como sigue:

Intrusivo Cabo Morris —Catedral de Neptuno. Es el de mayores dimensiones de esta península y se localiza en el extremo norte de ella (fig. 3), está a su vez dividido en dos partes conocidas como Cabo Morris y Catedral de Neptuno. Ambas secciones están separadas por una zona de fallas, como se señala en la fig. 3, perfil. AA'. La Sección de Cabo Morris es de forma semicircular y de paredes escarpadas, donde se aprecia claramente su disyunción columnar, que alcanza una altura de 80 m sobre el nivel del mar. Su base está cubierta por detritos de talud. En el lado oeste de este cuerpo, existe un remanente de la Formación Copper Mine, la que se cortada diagonalmente por dicho intrusivo. El plano de contacto tiene una inclinación de 30° al oeste, sobre el cual se desarrolla la estructura columnar perpendicular a esa superficie de enfriamiento y ella correspondería a la parte inferior del cuerpo. La sección denominada Catedral de Neptuno, es de forma elongada de dirección noreste e intruye discordantemente a la Formación Copper Mine, cuyo plano de contacto tiene una inclinación de 50° al noroeste (fig. 9). En el extremo suroeste se pone en contacto con la sección Cabo Morris por una zona milonitizada que se extiende a lo largo de un plano cuya inclinación es de 60° a 80° al sureste. También presenta bordes acantilados donde la disyunción columnar se hace más clara, (fig. 5, 6 y 7), y su orientación hace suponerlo parte del cuerpo principal, hoy día fuertemente erosionada.

Petrográficamente este intrusivo corresponde a una dolerita de augita y olivina con textura ofítica típica (O.G. 280), de color gris oscuro. compuesta por los siguientes minerales esenciales: plagioclasa (An 72 con margen de An 45); augita y augita diopsídica ($Z : c = 41^\circ$, $2 Vz = 54^\circ - 56^\circ$ con margen de 48°); olivina ($2 Vx = 85^\circ - 90^\circ$), y esqueletos de titanio magnetita. Como minerales intersticiales se encuentran clorita, ceolitas y feldespatos alcalinos, acompañado por escasas agujas de apatita y escamas de biotita.

En la parte superior del cuerpo intrusivo la cantidad de olivina decrece ligeramente y se encuentran algunas lentes diferenciadas con espesores de 1 a 5 cms. Estas lentes diferenciadas (O.G. 284) presentan, textura ofítica y están compuestas de plagioclasa (An 45 — An 65); augita ($Z : c = 40^\circ$, $2 Vz = 46^\circ - 47^\circ$); esqueletos de titanomagnetita;

y minerales intersticiales de abundantes feldespatos alcalinos clorita, ceolitas y escasa apatita. Se observan además algunos minerales de sílice y olivina. Su composición mineralógica y química está indicando que varía hacia una traquiandesita o monzonita.

La superficie inferior de este intrusivo, que está en contacto con la Formación Copper Mine, corresponde a una roca gris oscura de textura microgranular con un espesor que varía entre 10 y 30 cms. aproximadamente (fig. 3). Una muestra representativa (O.G. 285), da una composición mineralógica casi similar a la del cuerpo principal. Solamente que su textura es extremadamente fina.

De los análisis tanto petrográficos como químicos (Tablas 1 y 2), se deduce que el magma es débilmente saturado en sílice y rico en alumina. A partir de la composición de los minerales intersticiales y de la diferenciación lenticular, es posible inferir que el líquido magmático residual estaría caracterizado generalmente por un enriquecimiento en álcalis y un empobrecimiento en sílice. Además, no se observa que ocurra un enriquecimiento en hierro a través del proceso de enfriamiento. Las lentes diferenciadas por su parte presentan una alcalinidad mayor que la de las rocas calco-alcalinas normales. Sin embargo, tampoco se han encontrado minerales de silicatos ferromagnesianos alcalinos.

Intrusivo Cerro Triplet. Su cuerpo principal tiene forma de embudo y su parte inferior está en contacto discordante con la Formación Copper Mine, (fig. 3, perfil DD'). Sus dimensiones principales son 300 m de longitud por unos 150 m de ancho. El plano de contacto inferior en el lado noreste tiene una inclinación de 40° al noroeste, mientras que el plano del suroeste tiene una inclinación de 30° al noreste. La parte superior prácticamente ha desaparecido por erosión. En el perfil DD' (fig. 3), se puede observar el sistema de diaclasas perpendicular a la superficie de enfriamiento en el contacto con la Formación Copper Mine, y en la parte central del cuerpo; este diaclasamiento es vertical. El Cerro Triplet a su vez está intruido por dos filones. Petrográficamente el intrusivo Cerro Triplet corresponde a una dolerita de augita y olivina de color gris oscuro semejante a la de Cabo Morris - Catedral de Neptuno.

TABLA 1.

ANÁLISIS QUÍMICOS* Y NORMAS DE ROCAS IGNEAS DE LA ISLA ROBERT. ISLAS SHETLAND DEL SUR

	OG 298	OG 293	OG 294	OG 285	OG 280	OG 284
SiO ₂	50.00	51.85	46.82	48.88	46.26	52.67
TiO ₂	0.55	0.84	1.13	1.06	0.72	1.49
Al ₂ O ₃	19.25	18.12	17.24	17.55	18.33	17.75
Fe ₂ O ₃	2.15	2.76	2.79	3.72	2.17	2.04
FeO	5.71	5.27	7.03	5.69	4.93	5.71
MnO	0.11	0.12	0.14	0.12	0.18	0.18
MgO	7.90	6.85	8.38	6.68	7.78	4.29
CaO	11.04	9.48	10.51	9.64	10.44	7.05
Na ₂ O	2.27	2.78	2.82	3.27	3.04	4.12
K ₂ O	0.57	0.81	0.55	0.63	0.46	2.13
H ₂ O (+)	0.41	0.65	2.23	2.16	2.76	1.65
H ₂ O (—)	0.58	0.43	0.24	0.46	0.77	0.40
TOTAL	100.54	99.96	99.88	99.76	97.84	99.48

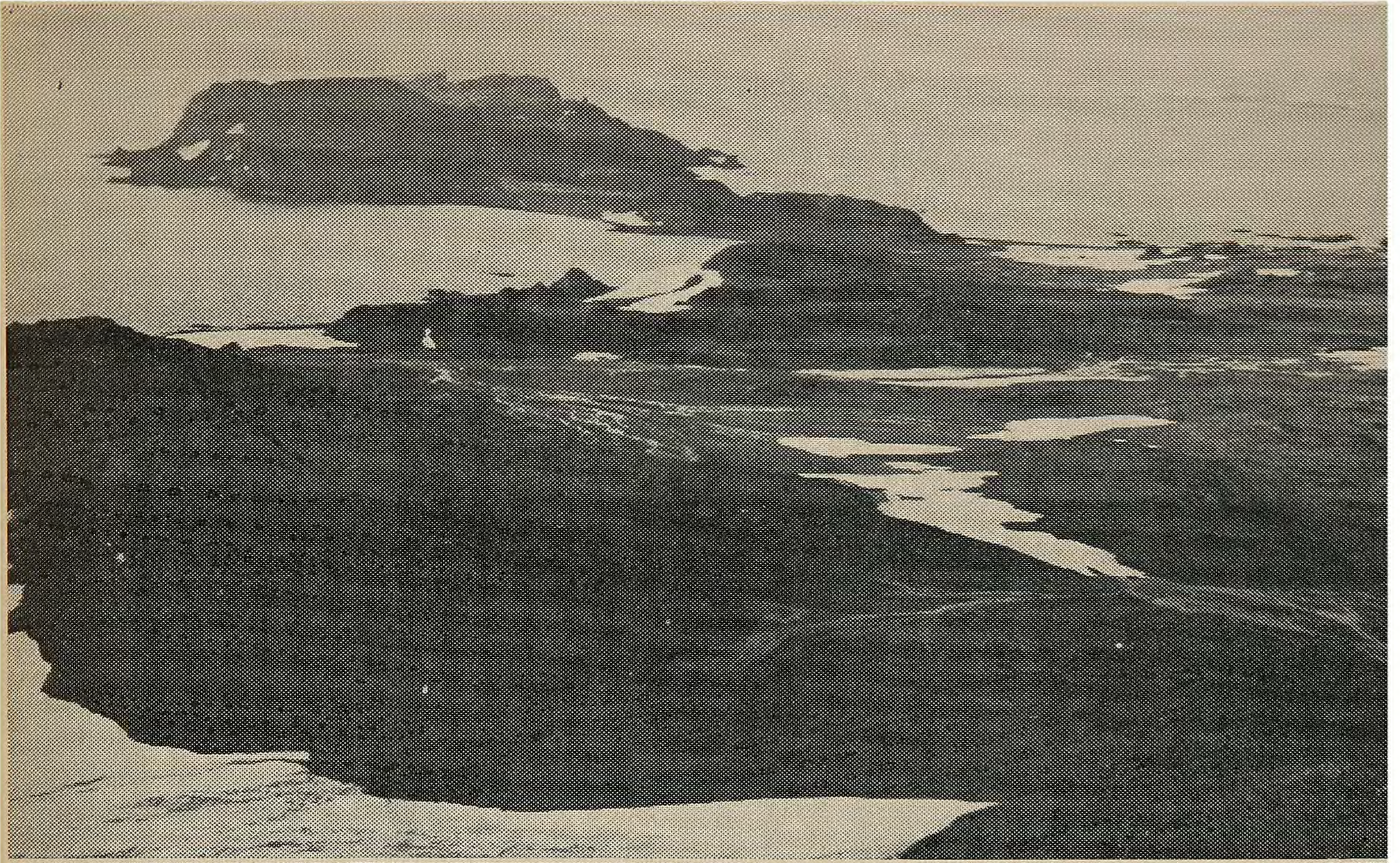


Fig. 4.—Península Copper Mine. Isla Robert. Shetland del Sur. (Foto O. G. F.)

Fig. 5.—Basaltos columnares (OG. 280) Cabo Morris, Península Copper Mine.
(Foto O. G. F.).



Fig. 6.—Catedral de Neptuno; estructura columnar del intrusivo dolerítico de aguita y olivina: Península Copper Mine, Isla Robert. (Foto O. G. F.).

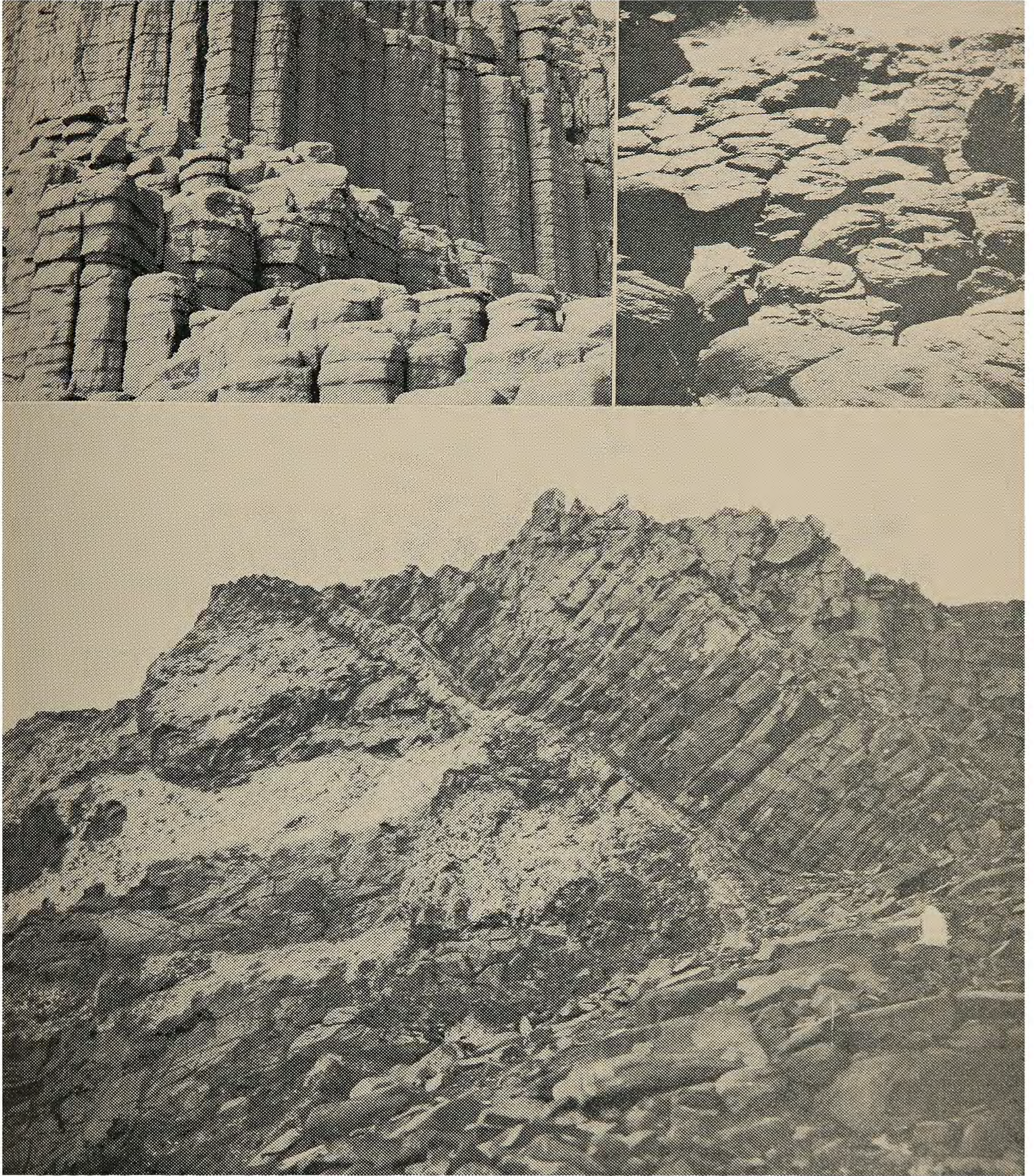


Fig. 7 y 8.—Estructura columnar del intrusivo Catedral de Neptuno. (Foto O. G. F.)

Fig. 9.—Contacto discordante entre el intrusivo Catedral de Neptuno y la Formación Copper Mine. Isla Robert. (Foto O. G. F.)

(Continuación de la Tabla 1)

	NORMAS		C. 1. P. W.			
Q	—	2.41	—	—	—	—
Or	3.37	4.79	3.25	3.72	2.72	12.59
Ab	19.04	23.52	23.86	27.67	25.81	34.86
An	40.74	34.57	32.74	31.35	34.95	23.90
Wo	5.57	4.23	7.40	6.03	6.28	3.29
En	16.64	17.06	5.13	11.75	8.69	8.64
Fs	6.79	6.23	2.20	4.19	2.48	5.34
Fo	2.13	—	11.03	3.42	7.49	1.43
Fa	0.88	—	5.26	1.29	3.02	1.02
Mt	3.12	4.00	4.04	5.39	3.15	2.96
Il	1.04	1.60	2.15	2.01	1.37	2.83
Ap	0.26	0.87	0.63	0.76	0.66	1.18
H ₂ O	0.99	1.08	2.47	2.62	3.53	2.05
TOTAL	100.57	100.36	100.16	100.20	100.15	100.09
Indice de Color	36.4	34.0	37.8	35.0	34.4	26.7

* Análisis químicos: J. Villalobos.

OG 298.—Basalto de augita y olivina. Lava de la Formación Copper Mine. Loc. cerca del Refugio, Costa de la Bahía Carlota. N. W. de Isla Robert.

OG 293.—Andesita basáltica de augita e hiperstena. Lava de la Formación Copper Mine. Loc. W. de Isla Robert, Costa del Estrecho Inglés, cerca de la Punta Aconcagua.

OG 294.—Dolerita de augita y olivina. Filón Manto que intruye a la Formación Copper Mine. Loc. W. de Isla Robert, costa del Estrecho Inglés, cerca de Punta Aconcagua.

OG 285.—Basalto de augita y olivina. Borde de enfriamiento del cuerpo intrusivo dolerítico de Cabo Morris. Loc. Cabo Morris, N. W. de Isla Robert.

OG 280.—Dolerita de augita y olivina. Parte principal del cuerpo intrusivo de Cabo Morris. Loc. Cabo Morris. N. W. de Isla Robert.

OG 284.—Traquiandesita de augita. Venillas de diferenciación del cuerpo intrusivo dolerítico de Cabo Morris. Loc. Cabo Morris. N. W. de Isla Robert.

TABLA 2.

COMPOSICION MODAL DE ROCAS IGNEAS DE LA ISLA ROBERT.
ISLAS SHETLAND DEL SUR

		OG 298	OG 293	OG 294	OG 285	OG 280	OG 284
Fenocristales	Plagioclasa	28.0	2.2	1.2	50.7*	57.4	47.0*
	Olivina	9.4	—	7.9	2.0**	7.4	—
	Augita	3.7	2.9	14.4	24.8	20.1	21.9
	Hiperstena	—	0.3	—	—	—	—
	Minerales de hierro	—	—	—	6.8	3.5	6.1
Masa Fundamental	Plagioclasa	33.6	59.5	50.3	—	—	—
	Augita	11.7	10.6	10.6	—	—	—
	Hiperstena	3.9	10.8	—	—	—	—
	Minerales de hierro	4.1	4.7	3.1	—	—	—
	Feldespató alcalino	4.0	7.3	6.4	11.1	2.3	19.9
	Clorita	1.4	1.5	2.6	3.7	7.1	4.2
	Apatita	0.2	0.2	—	0.2	0.2	0.3
	Biotita	tr.	tr.	0.2	0.1	0.1	—
	Analcita	—	—	3.2	—	—	—
	Ceolita	—	—	—	0.7	0.7	0.6

* Serpentinizada.

** Ligeramente albitizada.

3.—*Otros intrusivos.*—En la costa entre el Refugio y Punta Aconcagua, existen dos cuerpos intrusivos de posición horizontal que afloran próximo a la costa y cuyas características principales son: el cuerpo más septentrional es un intrusivo de forma tabular con una potencia variable de 30 a 50 m, el cual intruye levemente oblicuo a los estratos de la Formación Copper Mine y estructuralmente correspondería a un cuerpo intermedio entre filón manto y sheet. Se extiende probablemente mucho más hacia el este mientras que hacia el oeste se encuentra destruido en gran parte por abrasión marina. La parte suroeste de este cuerpo corresponde en parte al cuello de emisión.

El segundo hacia el sur, es de forma elongada y tabular, con una potencia variable entre 30 y 50 m (fig. 3, perfil CC'). Este cuerpo se presenta paralelo a la costa en una longitud de 700 m con inclinación de 10° este, encontrándose dividido por efectos de la erosión y posterior depositación de un cono de sedimentos fluvioglaciales. Además entre es-

te centro y el Cerro Triplet, se observa otro cuello de emisión erosionado (fig. 3).

Petrográficamente corresponde a una dolerita de augita y olivina gris oscura (OG. 294) que contiene fenocristales subhedrales a anhedrales de olivina, ($2V_x = 88^\circ - 90^\circ$, con inclusiones de picotita); fenocristales euhedrales de augita diopsídica ($Z : c = 41^\circ$, $2V_z = 54^\circ$) y escasa plagioclasa (An 50 — An 76). La masa fundamental es holocristalina y subofítica y está compuesta principalmente de plagioclasa (An 42 — An 68 con un delgado margen de An 35); augita ($Z : c = 40^\circ$; $2V_z = 49^\circ$) y esqueletos de titanomagnetita octohedral. Rellenando intersticios se han encontrado feldespatos alcalinos, analcita, ceolitas, clorita y biotita con fuerte pleocroismo. En los niveles superiores de este intrusivo se han encontrado pequeñas inclusiones de colores claros y de apariencia micropegmatítica ricas en feldespatos alcalinos, analcita, ceolita y clorita.

Edad y Correlaciones

En las islas Shetland del Sur, ha tenido lugar ampliamente el desarrollo de sedimentos y volcanitas cenozoicas, especialmente en la Isla Rey Jorge (HAWKES 1961 y BARTON 1964, 1965), Isla Nelson, sector oeste, según OLSACHER (1959), Isla Robert, como lo han informado CABALLERO y FOURCADE (1957), Isla Greenwich, sector norte, e Isla Livingston, según ADIE (1964 b). De todas estas localidades no se tiene aún antecedentes suficientes para asignarles una edad absoluta a las volcanitas y sedimentitas presentes, sólo en Isla Rey Jorge se ha encontrado flora fósil asociada con estos estratos (BARTON, op. cit.).

Según la opinión de CABALLERO y FOURCADE (1957), las volcanitas de la Isla Robert serían de edad terciaria inferior a media. Pero es posible que ellas puedan corresponder al "Fildes Peninsula Group" de la parte suroeste de la isla Rey Jorge, que se caracteriza por materiales volcánicos andesítico-basálticos a los cuales HAWKES (1961) les asignó una edad probable miocena inferior. De ser así, la edad estimada para la Formación Copper Mine sería tentativamente miocena inferior (?).

Cabe agregar además, que según CABALLERO y FOURCADE (1957), existirían conglomerados posiblemente de origen fluvial o fluvio-glaciar en la formación descrita anteriormente, pero se pudo comprobar, que esta formación carece de sedimentos trabajados por agua. Por el contrario, sólo existe material volcánico continental como aglomerados con intercalaciones de tobas y en parte con acciones eólicas.

II.—ISLA REY JORGE, Península Potter

FISIOGRAFIA

La Península Potter se localiza en el extremo sur de la Isla Rey Jorge, cuyas coordenadas son $62^\circ 14'$ de latitud sur y $58^\circ 39'$ de longitud oeste, fig. 1, Armada de Chile (1961-1962). El rasgo orográfico más importante de esta península, lo constituye el Cerro Tres Hermanos, de 210 m sobre el nivel del mar, mientras que el resto de la península presenta una superficie de suaves lomajes modelados por los glaciares, y en parte aterrazadas con alturas que fluctúan entre los 50 y 80 m. Hacia el este la cubierta glaciar alcanza pleno desarrollo, (fig. 10). El límite costero de ella, tiene niveles aterrazados de costa menores que fluctúan entre 25 y 30 m, terminando en playas de gravas y arenas, las que a su vez alcanzan mayor desarrollo en las costas norte

y sur. En el extremo sueste se observa una sucesión de playas sollevadas, fenómeno que se repite en el sector suroeste del cerro Tres Hermanos. La morfología de estas costas ha sido ampliamente analizada, por ARAYA y HERVE (1966).

GEOLOGIA DE PENINSULA POTTER

La geología de esta península corresponde principalmente a una secuencia clástico-volcánica compuesta de lavas andesíticas y en menor grado por tobas, aglomerados y conglomerados volcánicos, con esporádicas intercalaciones de areniscas con restos de flora fósil, la cual está afectada por numerosos intrusivos hipabisales máficos. Los afloramientos se encuentran parcialmente cubiertos por depósitos cuaternarios, representados por morenas, depósitos de talud, sedimentos fluvio glaciales, gravas y arenas de playas recientes y antiguas. Del reconocimiento geológico de esta península, es posible establecer las siguientes unidades estratigráficas:

Depósitos Cuaternarios:	Sedimentos de playa y talud Morenicos, fluvio glaciales.
Rocas Intrusivas Hipabisales:	Filones Filones Manto Intrusivo Tres Hermanos.
Secuencia Clástico-Volcánica:	Tobas, areniscas, aglomerados. Lavas y conglomerados volcánicos andesíticos.

De acuerdo a la naturaleza del presente estudio se analizan y describen sólo las rocas ígneas, especialmente los flujos lávicos andesíticos y los cuerpos intrusivos hipabisales.

Secuencia Clástico-Volcánica

La mayor parte de los afloramientos de esta península, corresponden a lavas, tobas y conglomerados volcánicos, regularmente estratificados. Las lavas son andesíticas, siendo la mayoría de ellas porfíricas. El espesor de las lavas es generalmente potente, del orden de 20 m. Ellas se encuentran atravesadas por venillas de calcita, cuarzo y contienen vesículas y drusas en las cuales se ha depositado calcedonia y cuarzo. Las tobas, aglomerados y conglomerados volcánicos, se encuentran alternando con las lavas señaladas anteriormente. Las tobas de composición andesítica son de colores verdes pardos y multicolores; tienen una estratificación regular y se encuentran presente tanto en la parte inferior como en la superior de la secuencia volcánica de esta península. En el nivel inferior estas tobas alternan parcialmente con aglomerados volcánicos, mientras que en el nivel superior se observa un predominio de conglomerados. Los conglomerados de color gris pardos, se presentan litificados y diaclasados; sus rodados corresponden a andesitas. La potencia total de esta secuencia volcánica se estima por lo menos en 300 m.

Entre las lavas de esta secuencia se han encontrado dos tipos bien definidos: una es andesita porfírica de augita e hiperstena y la otra una andesita afanítica. Ambos tipos son de colores verdes, debido a que han sido débilmente cloritizados. Su descripción microscópica es como sigue:

Andesita de augita e hiperstena (OG. 271), porfírica con abundantes fenocristales de plagioclasa (An 40 — An 52), augita e hiperstena. Esporádicamente se encuentran pseudomorfos de olivina serpentizada como fenocristales, los cuales están rodeados por una masa fundamental compuesta de granos de clinopiroxenas. La masa fundamental presenta una textura intersertal a intergranular, compuesta de plagioclasa, clinopiroxenas, minerales de hierro y clorita intersticial.

Andesita afanítica (OG 270) de color verde oscuro y compacta. Esta roca presenta una textura intersertal muy fina, compuesta de plagioclasa (An 30 — An 48), clinopiroxenas, ortopiroxenas, minerales de hierro y vidrio pardo (parcialmente cloritizado). La composición química de esta roca se da en la Tabla 3.

Rocas intrusivas Hipabisales

Numerosos cuerpos intrusivos hipabisales como filones, filones mantos y conolitos, cuya composición varía entre leucodolerita a andesita de hiperstena y augita, se encuentran en esta península intruyendo a la secuencia clástico-volcánica.

Filones.—Tres filones doleríticos con una potencia media de 2 m, intruyen a la secuencia clástico-volcánica, al sur del cerro Tres Hermanos (fig. 10); sus rumbos son aproximadamente norte. Petrográficamente corresponden a una leucodolerita alterada (OG 272), compacta, dura, gris verdosa oscura. Microscópicamente presenta tectura ofítica, compuesta de plagioclasa (An 70), augita, pseudomorfos de calcita y clorita derivados de olivina e hiperstena con un margen de granos de clinopiroxenas, minerales de hierro, feldespatos alcalinos y clorita intersticial. Su índice de color es menor que 30. Además, se encuentran esporádicamente inclusiones gábricas, compuestas de plagioclasa (An 78), augita, minerales de hierro y pequeñas cantidades de clorita, calcita, feldespato alcalino, apatita y cuarzo.

Filones mantos.—Los filones mantos afloran en el extremo sureste como se señala en la fig. 10 y por lo menos tres de ellos se intercalan en las tobas de dicho lugar. Su rumbo es aproximadamente N 60° W, inclinación 15° NE el cual es concordante con las tobas y presentan un diaclasamiento columnar. Sus características petrográficas son semejantes macroscópicamente a las de los filones. Corresponden a leucodolerita de olivina (OG 268, OG 269). Son rocas gris oscuras compactas, porfíricas, con abundantes fenocristales de plagioclasa (An 50 — An 75). También se han observado unos pocos fenocristales de olivina. La masa fundamental presenta una textura intergranular gruesa, compuesta de plagioclasa, clinopiroxena, olivina serpentizada, mineral de hierro y clorita intersticial. El índice de color es cercano a 30. El margen de enfriamiento del filón manto, corresponde a un basalto andesítico de olivina, porfírico con una textura intersertal fina.

Intrusivo Tres Hermanos. El cerro Tres Hermanos, es el cuerpo intrusivo de mayor dimensión de esta península y constituye el rasgo topográfico más prominente de ella. Tiene una estructura del tipo conolito y probablemente sea el remanente de un cuerpo de dimensiones algo mayores que el actual cerro Tres Hermanos, (fig. 10, perfil AA', y fig. 11) el cual se caracteriza por su estructura columnar (fig. 12). Por la inclinación que presentan las lavas de la secuencia clásico-volcánica en las proximidades de la base del cerro Tres Hermanos, BARTON (1965) sugiere que ellas fueron extruidas a partir de un centro volcánico existente en la actual posición de dicho cerro o en las cercanías de él. Sin embargo, se ha podido observar que en los alrededores de la base de este intrusivo, la secuencia volcánica, presenta una inclinación radial asimétrica, que converge ha-

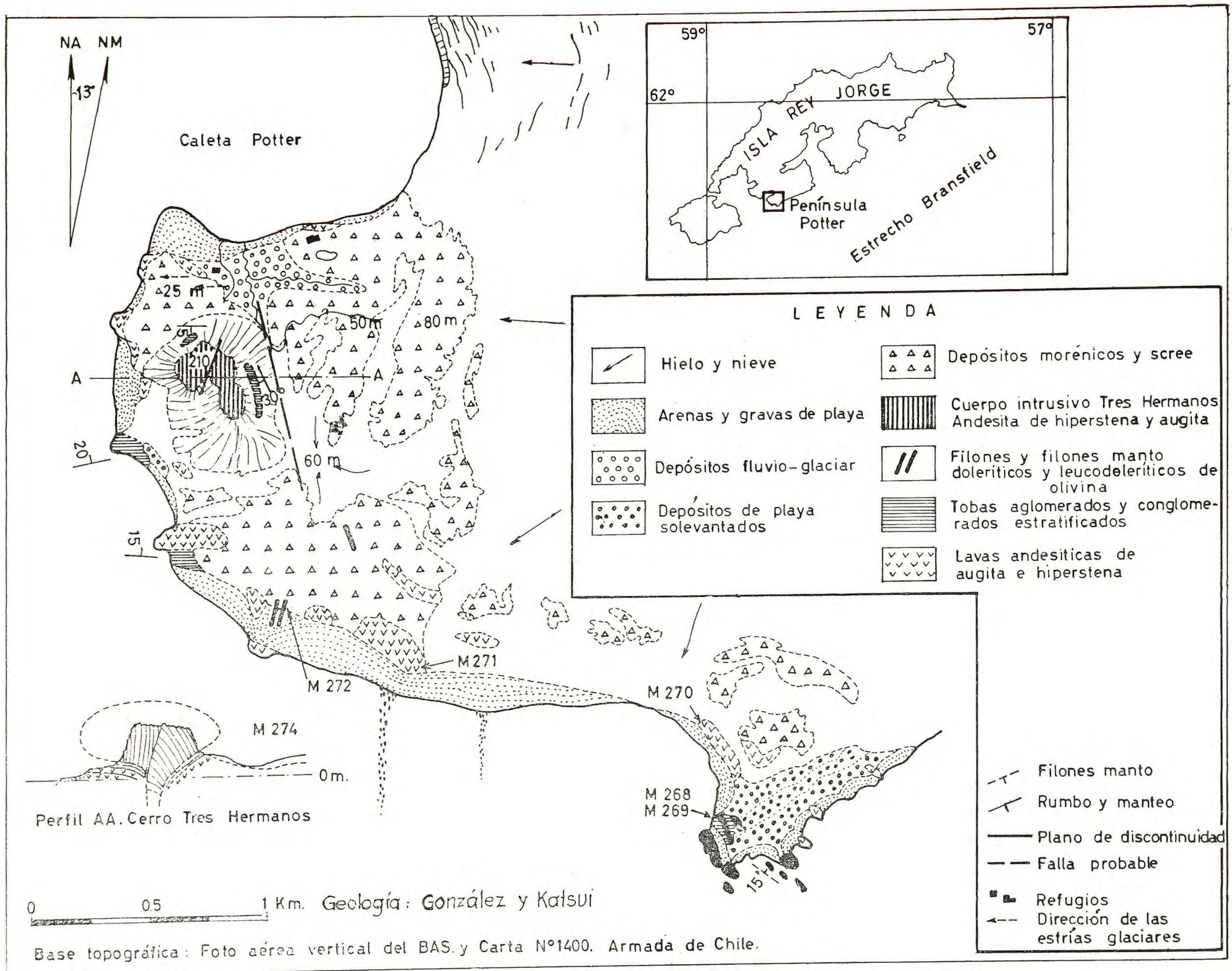


Fig. 10. Esquema Geológico de Península Potter. Isla Rey Jorge, Shetland del Sur.



Fig. 11.— Vista Panorámica de la Península Potter, Isla Rey Jorge.
(Foto O. G. F.)

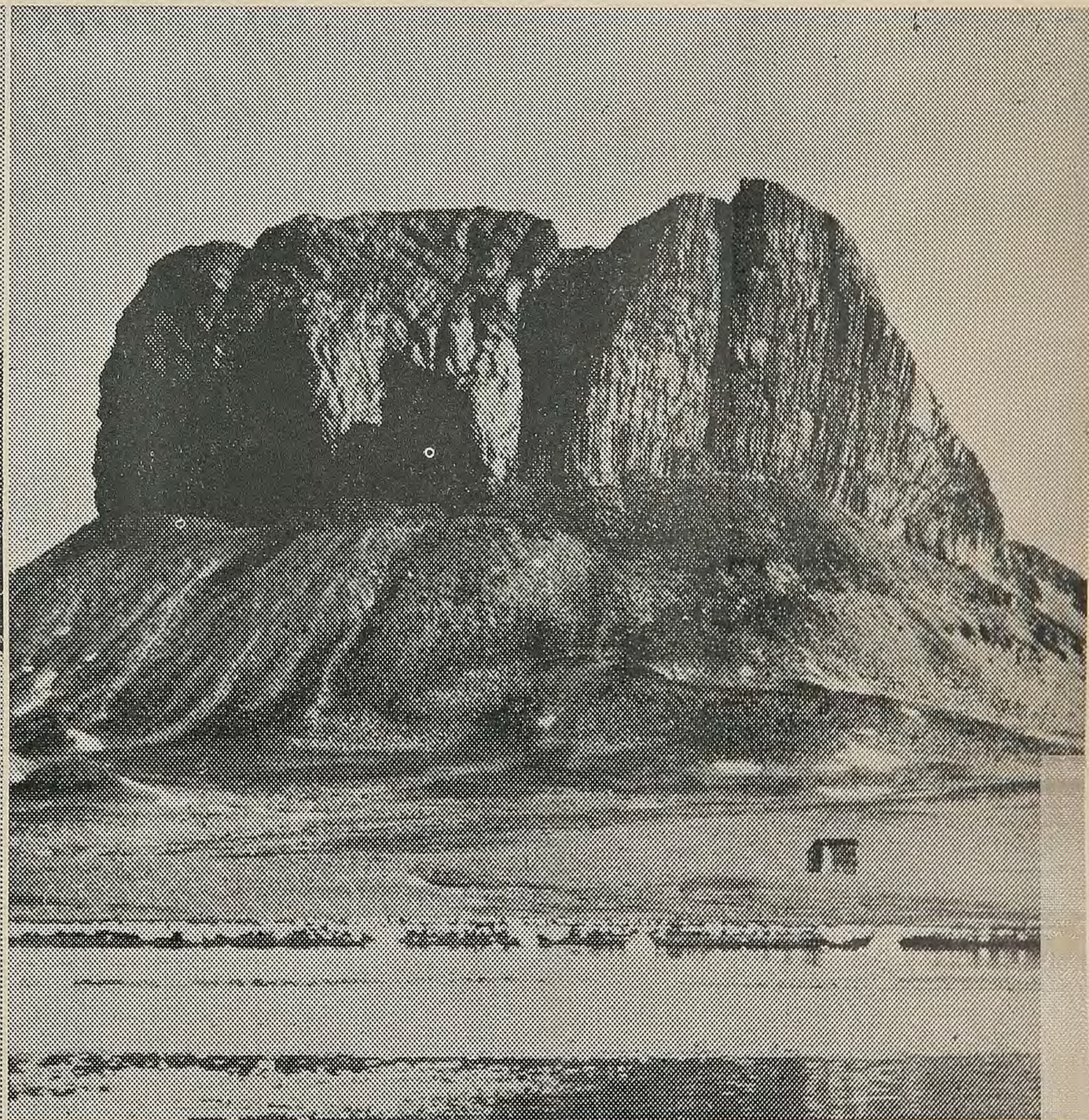


Fig. 12.—Intrusivo columnar andesítico de hiperstena y augita. Cerro
Hermanos, Península Potter. Isla Rey Jorge (Foto V. Covacevic)

cia el centro del cuerpo intrusivo, alcanzando en el lado este, manteos de 36° al oeste. Es posible que esto sea consecuencia de la intrusión generándose por lo tanto varias fallas como puede apreciarse en el esquema geológico de la fig. 10. La estructura columnar, que alcanza un desarrollo muy nítido, presenta un sistema de diaclasas que limitan columnas que varían entre 0,50 y 1,50 m, en diámetro, y son nítidamente perpendiculares a la superficie de enfriamiento. En el lado este las columnas se presentan en un paquete inclinado hacia el oeste en 50°, mientras que las columnas del oeste son casi verticales.

Petrográficamente el intrusivo Tres Hermanos corresponde a una andesita de hiperstena y augita (Tabla 3 y 4, OG 274), porfírica, de color gris oscura, compacta. Los fenocristales de plagioclasas alcanzan hasta 7 mm. de largo (An 72), y otros más pequeños de An 35 a An 65, pequeñas cantidades de hiperstena ($2 V_x = 62^\circ$; X = rosado pálido, Y = verde pálido; Z = azul pálido); augita ($Z : c = 42^\circ$, $2V_z = 54^\circ$) y escaso mineral de hierro. La masa fundamental presenta textura intersertal gruesa y está compuesta de plagioclasa (An 30— An 47) hiperstena ($2V_x = 57^\circ - 58^\circ$), augita ($Z : c = 41^\circ$, $2 V_z = 45^\circ$), mineral de hierro y minerales intersticiales de feldespatos alcalino, cuarzo, clorita y una pequeña cantidad de apatita y biotita. La piroxena de la masa fundamental está generalmente compuesta de clino y ortopiroxena y ambos minerales presentan reacción entre ellos. La muestra descrita por TYRRELL (1921) dada en el análisis modal, Tabla 3, sería una excepción.

TABLA 3.

COMPOSICION MODAL DE ROCAS IGNEAS DE PENINSULA POTTER. ISLA REY JORGE.

		OG 274	2
Fenocristales	Plagioclasa	33,0	27,1
	Hiperstena	3,1	4,2
	Augita	2,3	3,6
	Mineral de hierro	0,3	1,1
M. Fundamental	Plagioclasa	31,3	26,0
	Hiperstena	6,3	—
	Augita	4,7	20,0
	Mineral de hierro	4,3	7,0
	Minerales intersticiales	14,7	11,0

OG 274 Andesita de hiperstena y augita. Cerro Tres Hermanos. Cuerpo Intrusivo. Península Potter.

2 Análisis Modal según TYRRELL (1921, p. 69).

TABLA 4.

ANALISIS QUIMICOS* Y NORMAS DE ROCAS DE CALETA POTTER, ISLA REY JORGE.

	OG 270	OG 274
SiO ₂	55,86	55,78
TiO ₂	1,21	0,74
Al ₂ O ₃	15,78	18,14
Fe ₂ O ₃	4,04	2,31
FeO	4,99	5,57
MnO	0,22	0,10
MgO	4,54	3,33
CaO	6,96	6,42
Na ₂ O	4,00	3,71
K ₂ O	1,24	1,64
P ₂ O ₅	0,31	0,26
H ₂ O (+)	0,64	1,34
H ₂ O (—)	0,85	0,52

Total	100,64	99,86
Indice de color	28,9	21,8

NORMAS C. I. P. W.

Q	7,56	7,04
Or	7,33	9,69
Ab	33,85	31,39
An	21,45	28,02
Wo	4,50	0,97
En	11,31	8,29
Fs	4,22	7,27
Mt	5,86	3,35
Il	2,30	1,41
Ap	0,68	0,57
H ₂ O	2,49	1,86
Total	100,55	99,86

OG 270 Andesita afanítica. Lava de la costa sur, Península Potter.

OG 274 Andesita de hiperstena y augita. Cuerpo intrusivo Cerro Tres Hermanos Península Potter.

* Analista: J. Villalobos.

Edad y correlaciones

Con respecto a la edad de esta secuencia clástico-volcánica, no se dispone de dataciones isotópicas ni tampoco se han encontrado antecedentes fosilíferos que permitan su datación. Sin embargo, FERGUSON (1921) encontró tobas y lavas a las cuales les atribuye una edad terciaria media. Por su parte, HAWKES (1961), basándose en la similitud petrológica de la Isla Rey Jorge, correlacionó esta secuencia con el "Point Hennequin Group", al cual le atribuyó una edad miocena media. BARTON (1963, 1964), describió numerosa flora fósil terciaria de Isla Rey Jorge, entre las cuales señaló la existencia de *Nothofagus* (Mioceno), en la Punta Hennequin, la que tendría estrecha relación con la edad de los efusivos de este grupo. Recientemente BARTON (1965), ha establecido que el "Ezcurra Inlet Group", correspondería a la parte inferior del "Point Hennequin Group" de HAWKES (1961). El "Ezcurra Inlet Group" aflora en el área oeste de Bahía Almirantazgo, entre Caleta Potter y Punta Thomas. De acuerdo con BARTON (1965), la edad del "Ezcurra Inlet Group" sería terciaria media, ya que sobreyace al Grupo Península Fildes.

III.—ISLA BRIDGEMAN

FISIOGRAFIA

La Isla Bridgeman se localiza en el extremo septentrional del Estrecho de Bransfield en latitud 62°4'S y longitud 56°44' oeste, (Armada de Chile, 1961, 1962), fig. 1. Esta pequeña isla volcánica de costas escarpadas y carente de vegetación, tiene aproximadamente una longitud de 900 m. en dirección norte-sur y 600 m. de ancho en sentido este-oeste; su altura máxima alcanza 240 m. sobre el nivel del mar y 2.300 m. sobre el fondo oceánico, (fig. 13 A.) Todo el perímetro de la isla es escarpado especialmente el lado oeste que cae casi verticalmente hacia el mar, mientras el resto lo hace con una pendiente de 40° a 70°. A diferencia del resto de las islas Shetland, en Bridgeman no existen playas ni terrazas solevantadas como es frecuente para la casi totalidad del archipiélago. La excepción la constituye el lado este, donde hay una pequeñísima y angosta playa de gravas y bloques que proviene del cliff lávico. La parte superior de este islote volcánico es más o menos plana con inclinación hacia los lados este y sur, y corresponde a la pendiente original de los flujos lávicos.

GEOLOGIA

Los estudios realizados han permitido determinar que esta isla es parte de una estructura volcánica mayor. En el complejo volcánico expuesto, se reconocen dos ciclos efusivos superpuestos discordantemente y cuyos materiales fueron eyectados probablemente a partir de un cráter central. Petrológicamente ambos ciclos corresponden a andesitas de augita y olivina.

Unidades Volcánicas.—En este estudio se proponen dos unidades (fig. 13) : A) Volcán Viejo y B) Volcán Nuevo.

A) *Volcán Viejo*. Se denomina "Volcán Viejo" a la unidad volcánica caracterizada por aglomerados carentes de estratificación que se desarrollan principalmente en la parte noroeste de la isla, asociado al conjunto de coladas lávicas que alternan con niveles de piroclásticos, los que tienen su mejor exposición en la mitad sureste y presentan una inclinación general de 20° a 30° SE. De este conjunto volcánico, se puede deducir que los aglomerados están asociados con el cuello volcánico viejo, desde el cual habrían fluido las coladas de lava y las emisiones de piroclásticos, según se puede deducir de las relaciones de terreno (fig. 14 A). Estos aglomerados de chimenea están compuestos por escorias, cenizas, bombas y bloques de composición andesítica. La mayor parte de ellos están intensamente oxidados y se observa la presencia de algunos minerales secundarios tales como calcita, limonita, calcedonia, hematita, etc., las cuales se habrían depositado como consecuencia de la actividad fumarólica póstuma. Además, dentro de este aglomerado se observan algunas lentes de lava y un filón aproximadamente vertical.

Ahora, considerando nuevamente el sector sureste, se puede anotar que existen al menos 10 flujos de lava, con sus sucesivas intercalaciones de piroclásticos. La potencia de cada uno de estos flujos es variable entre uno y siete metros, siendo generalmente delgada. Su estructura corresponde a las de lava "aa". Los niveles de piroclásticos están compuestos de escorias, cenizas, lapillis, bombas y bloques, también de composición andesítica y generalmente no tan oxidados como los aglomerados de chimenea. La potencia total del conjunto que aflora, sobre el nivel del mar, tiene como mínimo 150 m.

Petrográficamente las lavas del Volcán Viejo corresponden a andesitas de augita y olivina (Tablas 5 y 6, OG 252). Los fenocristales corresponden a abundante plagioclasa cálcica con estructura zonal (An 92 — An 67 — An 48); augita y augita diopsídica ($Z:c = 42^\circ$, $2Vz = 46^\circ - 56^\circ$) y olivina ($2Vx = 85^\circ$, $n_x = 1.676$, Fa 21). La hipersitena ($2Vx = 62^\circ$, débil pleocroismo: X = rosáceo, Y = amarillento, Z = verdoso) se encuentra raramente como núcleo de la augita. Dispersos en la masa fundamental, existen microfenocristales de plagioclasa (An 40 — An 62), olivina ($2Vx = 74^\circ$, Ca Fa 46) y augita $Z:c = 41^\circ$, $2Vz = 51^\circ - 48^\circ - 44^\circ$). La masa fundamental presenta textura intersertal y está compuesta de plagioclasa (An 30 — An 45), augita pigeonítica ($2Vz = 28^\circ$), minerales de hierro y pequeña cantidad de apatita. Asimismo, se encuentran feldespatos alcalinos ($2Vx = 40^\circ$, anortoclasa), tridimita y mica café, como minerales intersticiales en la última etapa de cristalización, con o sin vidrio pardo.

Este volcán viejo fue posteriormente sometido a una intensa erosión marina, desapareciendo la mayor parte de la isla con la destrucción causada por dicha erosión. La paleotopografía de ella puede ser supuesta a partir del análisis de la superficie de discordancia actual, como puede observarse en la fig. 14 B.

B) *Volcán Nuevo*. Siguiendo a la fase erosiva que afectó al Volcán Viejo, se produce un nuevo ciclo de actividad volcánica, cuyo centro de emisión estaría localizado en la parte media occidental del actual relicto isleño (fig. 14 C). Las sucesivas emisiones lávicas de este nuevo volcán, fueron cubriendo el terreno hasta que sus flujos traslaparon la casi totalidad de las ruinas erosionadas del Volcán Viejo, con la excepción del extremo sureste, que mantuvo una topografía más alta. Este volcán, al igual que el anterior, está compuesto de flujos de lava y emisiones piroclásticas, pero sus coladas lávicas son menores en número y más potentes; cada una de ellas alcanza espesores de 25 a 30 m. (fig. 13).

ISLA BRIDGEMAN

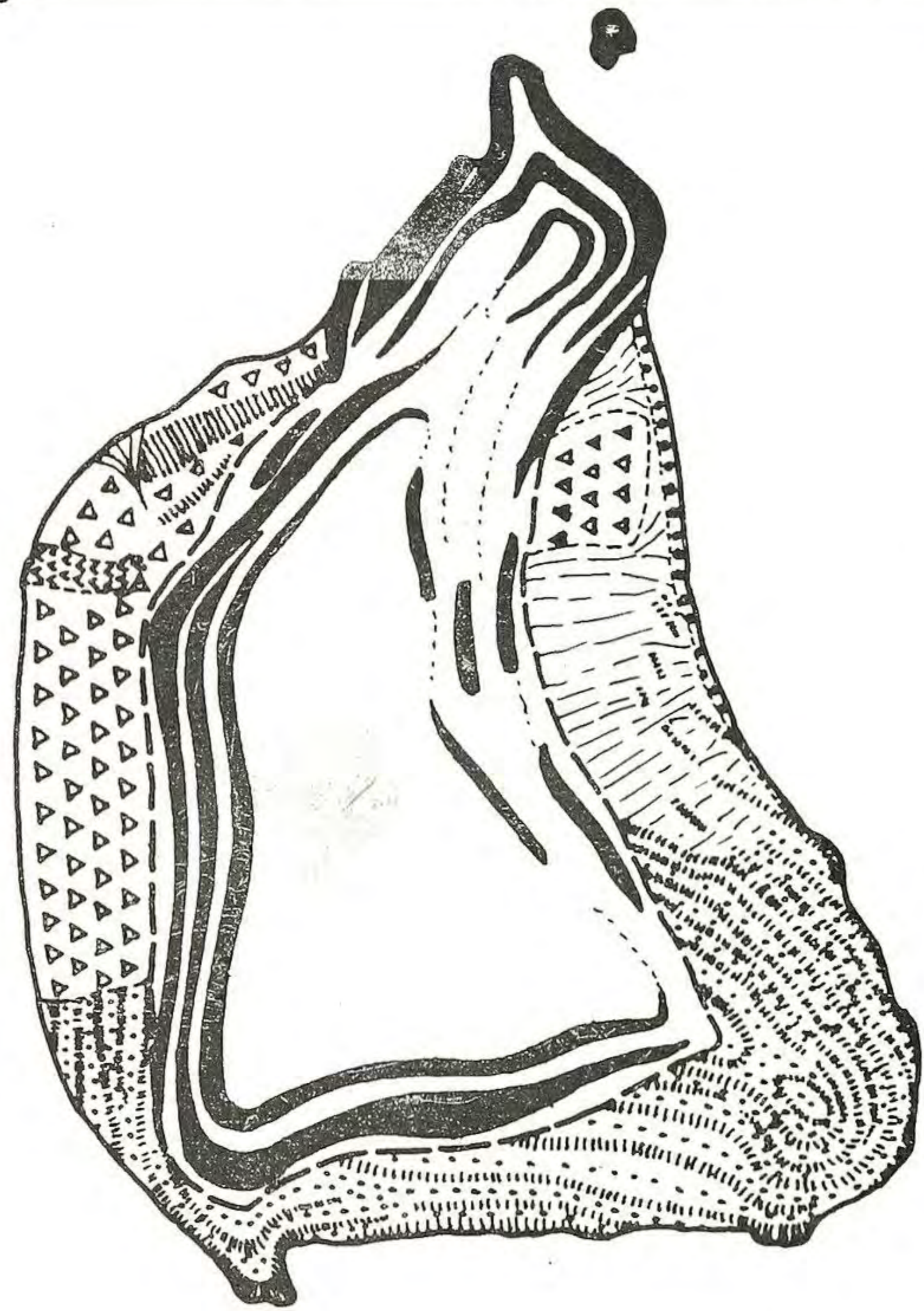
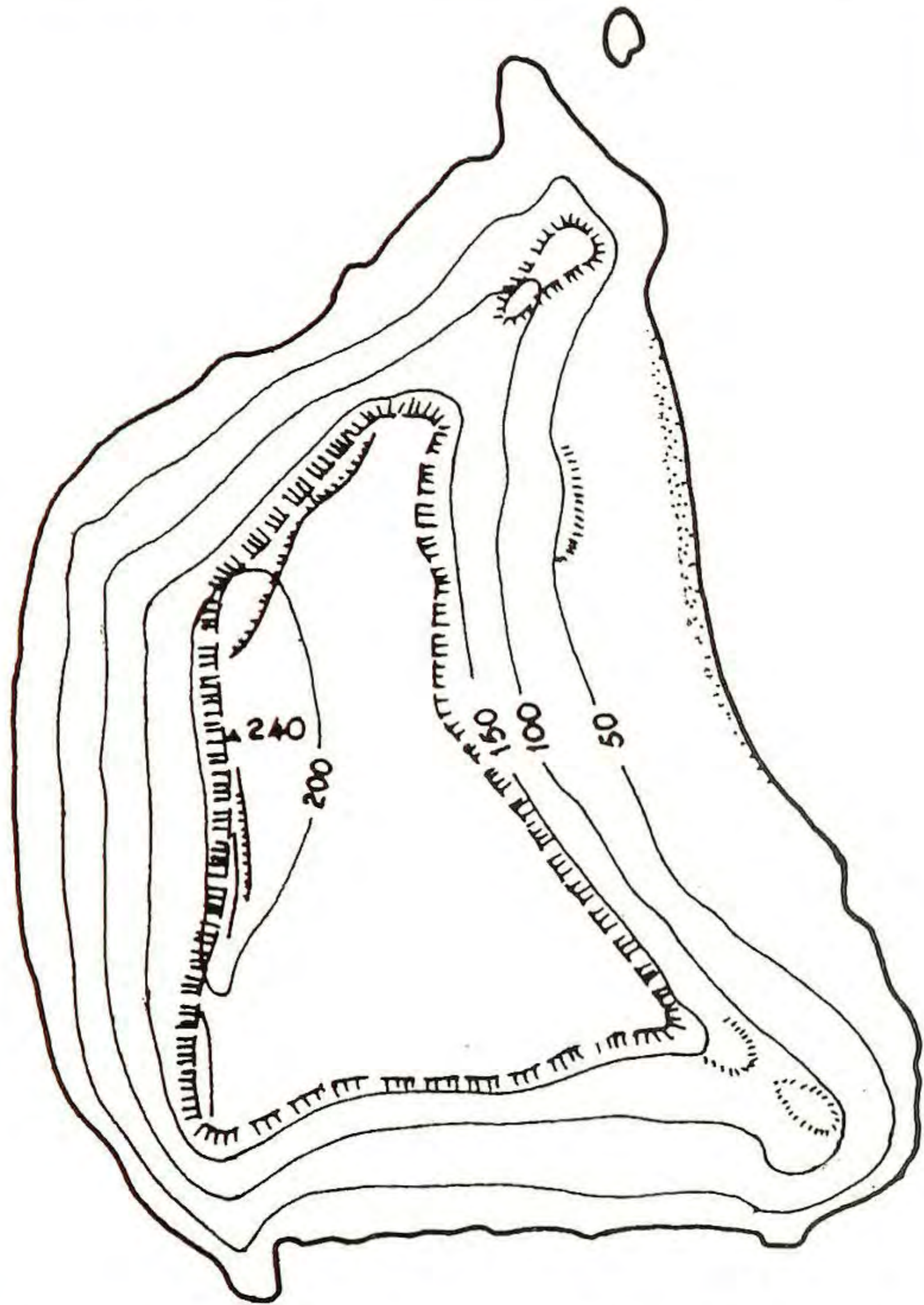
56°43'

56°43'

A. - M. Topográfico

B. - M. Geológico

62°03'



Base Topográfica : Restitución aproximada
Fotos verticales del BAS, realizado por
Centro Geodesia. Univ. de Chile (1965)

Levantamiento de terreno. Enero 1966
González y Katsui

0 0.5 Km.

L E Y E N D A

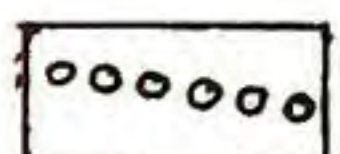

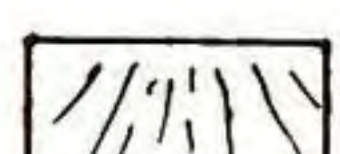



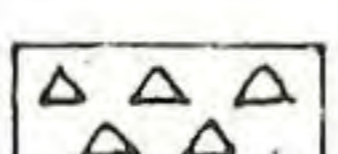

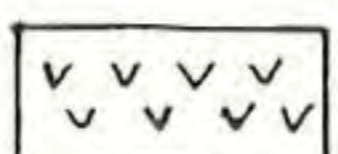

- | | | | |
|---|---------------------------------------|---|--|
|  | Gravas y arenas de playa |  | Discordancia |
|  | Depósitos de talud | VOLCAN VIEJO | |
|  | VOLCAN NUEVO |  | Piroclásticos andesíticos |
|  | Piroclásticos andesíticos |  | Aglomerados (depósitos del cuello volcánico) |
|  | Lavas andesíticas de augita y olivina |  | Filones de andesita |
| | |  | Lavas andesíticas de augita y olivina |

Fig. 13. Mapa topográfico (A) y Mapa Geológico (B) de Isla Bridgeman. Is. Shetland del Sur. Antártica.

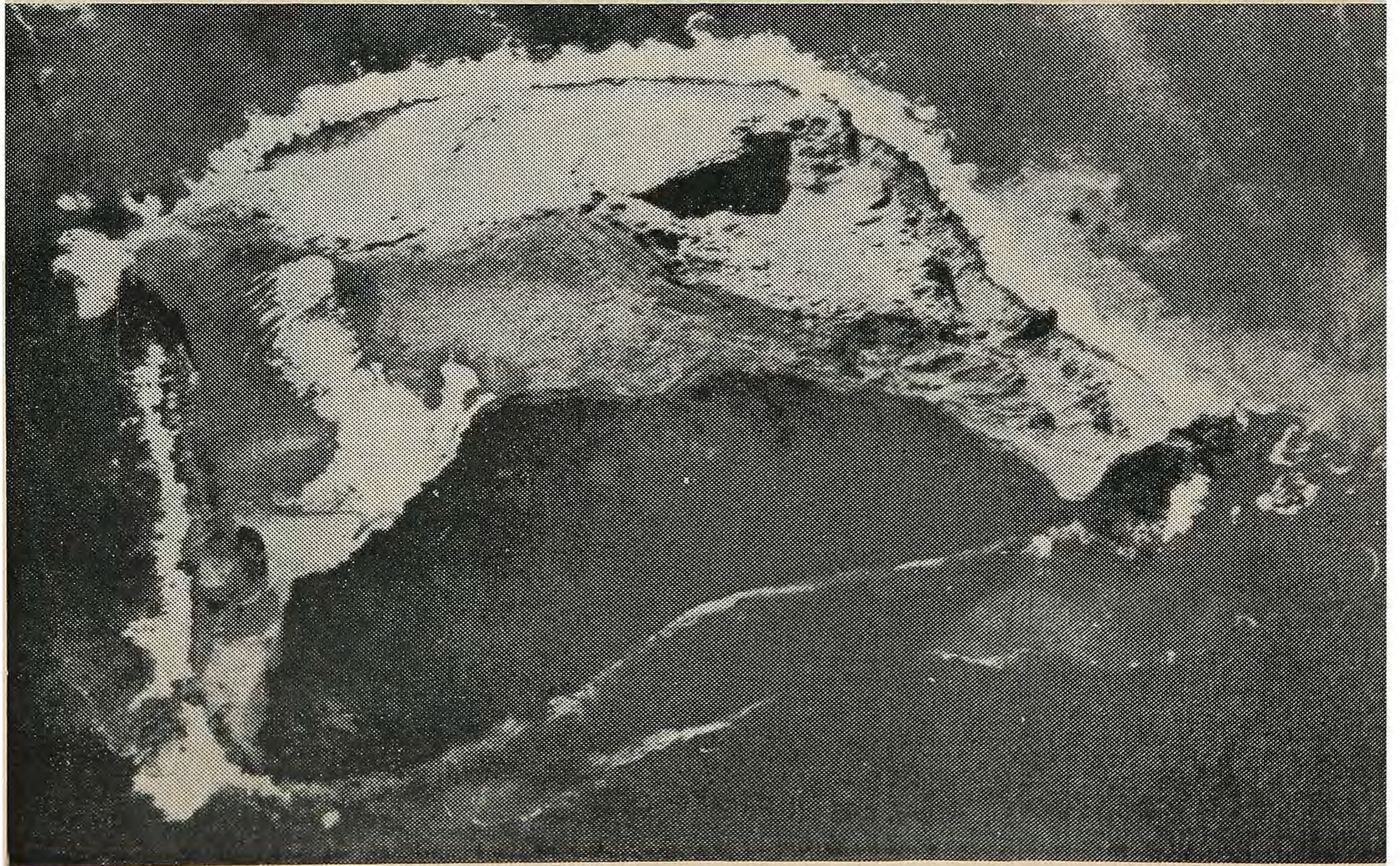


Fig. 15.—Vista sureste de Isla Bridgeman. A) Ciclo efusivo viejo y B) Lavas andesíticas jóvenes (Foto O. G. F.).

Fig. 16.—Vista aérea vertical de Isla Bridgeman. (Foto gentiliza del British Antarctic Survey).

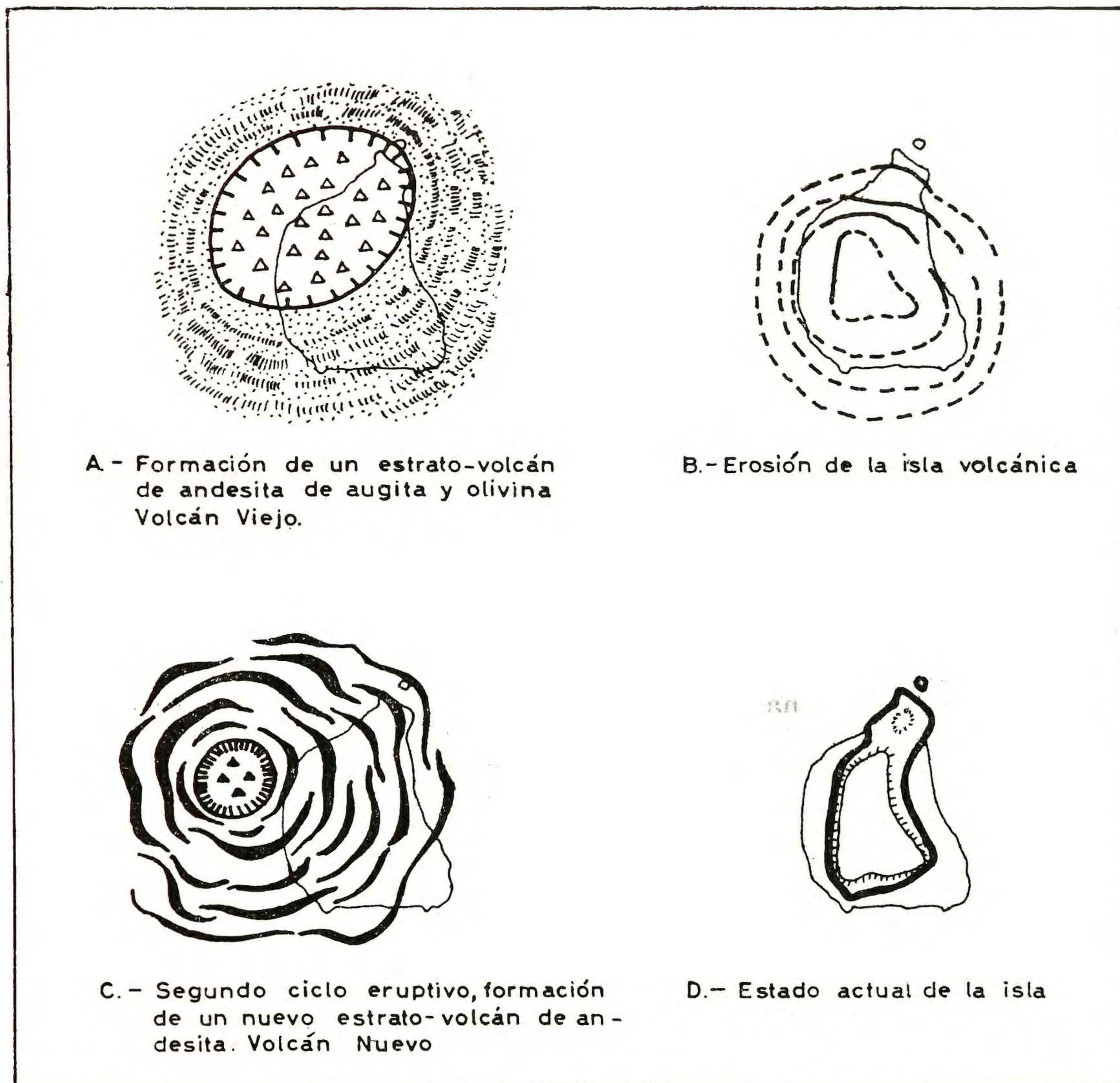


Fig. 14.—Interpretación esquemática de la evolución volcánica y erosiva de Isla Bridgeman.

Las lavas y piroclásticos del Volcán Nuevo tienen una composición andesítica, aparentemente más viscosa que las del primer ciclo, lo que habría influido evidentemente en la mayor potencia de estas lavas. Los piroclásticos corresponden a cenizas, lapillis, bombas y bloques de igual composición, cuyos depósitos se encuentran compactados y diaclasados.

Petrográficamente las lavas de esta etapa corresponden a una andesita de augita y olivina igual que las del primer ciclo (Tablas 5 y 6, OG 249) compuesta de abundantes fenocristales de plagioclasa cálcica (An 68 — An 90), augita y augita diopsídica ($Z:c = 41^\circ$, $2Vz = 55^\circ - 46^\circ$), y olivina ($2Vx = 85^\circ$, $n_x = 1.677$, Fa 22). Pequeñas cantidades de microfeno-cristales de plagioclasa (An 75 — An 68 — An 54), olivina y augita se encuentran en masa fundamental intersertal que está compuesta a su vez por plagioclasa (An 25 — An 45), augita pigeonítica, minerales de hierro, feldespato alcalino, tridimita, mica parda y apatita, con o sin vidrio pardo.

TABLA 5.

COMPOSICION MODAL DE LAVAS DE LA ISLA BRIDGEMAN,
ISLAS SHETLAND DEL SUR

		Volcán Viejo (OG 252)	Volcán Nuevo (OG 249)
Fenocristales	Plagioclasa	23.6	21.6
	Olivina	0.5	0.7
	Augita	3.0	4.7
	Hiperstena (*)	0.1	—
Microfenocri	Plagioclasa	7.6	3.7
	Olivina	2.1	0.6
	Augita	0.9	0.2
Masa fundamental	Plagioclasa	31.6	37.1
	Clinopiroxena	19.3	19.7
	Mineral hierro	5.1	3.4
	Feldespató alcalino	4.8	5.4
	Tridimita	1.1	1.6
	Biotita	0.3	0.3
	Apatita		
Vidrio			

(*) Solamente se encuentra como núcleo de las clinopiroxenas.

OG. 252 Andesita de augita y olivina, lava del Volcán Viejo, costa este de isla Bridgeman

OG. 249. Andesita de augita y olivina, lava del Volcán Nuevo, costa noreste de isla Bridgeman.

3. "Basalto", lava de isla Bridgeman.

E. GOURDON, (1914 b). C. R. ACAD. Sci., París.

Al término de este segundo ciclo de actividad volcánica, se estructuró un volcán cuya altura fue probablemente superior a la que tiene actualmente la isla. Esta mayor elevación debió concentrarse al oeste de la actual isla. Simultáneamente con su génesis, la erosión marina comenzó a atacar esta nueva estructura y en particular una fuerte abrasión que avanzó desde su periferia hacia el centro, dejando las formas actuales (fig. 14 D). Sin embargo, a pesar de esta fuerte erosión lateral, el Volcán Nuevo conserva su superficie superior original, carente de erosión glaciaria. Esto hace pensar que esta estructura debe ser considerada como relativamente joven.

Las lavas de ambos ciclos volcánicos corresponden a andesitas de augitas y olivina, las cuales son claramente máfica y porfírica. Las rocas piroclásticas tienen también una composición esencialmente similar a la de las lavas.

La Tabla 5 muestra la composición modal de lavas representativas de ambos ciclos eruptivos, de isla Bridgeman; y la Tabla 6, los análisis químicos y normas de dichas lavas.

TABLA 6.

ANALISIS QUIMICOS* Y NORMAS DE 3 ROCAS REPRESENTATIVAS DE LAVAS DE LA ISLA BRIDGEMAN

	(OG 252) Lava V. Viejo	(OG 249) Lava V. Nuevo	3
SiO ₂	53.53	53.88	54.24
TiO ₂	1.12	1.08	0.91
Al ₂ O ₃	18.03	17.54	17.20
Fe ₂ O ₃	2.07	3.07	2.81
FeO	6.23	5.32	4.98
MnO	0.14	0.11	—
MgO	4.72	4.42	5.84
CaO	9.06	8.97	10.19
Na ₂ O	3.89	3.87	2.91
K ₂ O	0.54	0.65	0.92
P ₂ O ₅	0.23	0.21	0.09
H ₂ O (+)	0.20	0.30	0.09
H ₂ O (—)	0.33	0.24	—
TOTAL	100.09	99.66	100.18
Indice de color	31.2	29.8	33.7

Normas C. I. P. W.

Q	2.17	4.20	5.14
Or	3.19	3.84	5.44
Ab	32.92	32.75	24.62
An	30.15	28.57	31.13
Wo	5.61	6.13	7.87
En	11.75	11.01	14.54
Fs	8.13	5.66	5.33
Mt	3.00	4.45	4.07
Il	2.13	2.05	1.73
Ap	0.50	0.46	0.20
H ₂ O	0.53	0.54	0.09
Total	100.08	99.66	100.16

El mineral más abundante es el feldespato, el cual muestra una amplia variación en su composición durante la cristalización: en los fenocristales varía de labradorita a anortita; en la masa fundamental de oligoclasa a andesina, y anortoclasa en la etapa final. En la composición química, éstas corresponden a valores altos de Al₂O₃, CaO, y Na₂O.

De los antecedentes químicos y mineralógicos anteriormente señalados ambos ciclos efusivos son estrechamente similares en sus características y corresponden a andesitas máficas aluminosas ligeramente sobresaturada. Un dato analítico dado por GOURDON (1914), es muy parecido a los nuevos datos que presentamos en esta publicación, excepto algo diferentes en los álcalis.

* Analista: J. Villalobos.

Edad y correlaciones

La historia de la génesis y evolución de estos dos ciclos eruptivos que constituyen el grupo volcánico de la isla Bridgeman, se representa esquemáticamente en la fig. 14. De ella se deduce claramente, que la actual isla corresponde sólo a la parte oriental de ambos volcanes. Es posible que la parte occidental haya sido separada por una gran zona de fallas de rumbo general norte, que contribuyó a su debilitamiento y destrucción, comprometiendo los centros eruptivos. Esta zona de fractura estaría a su vez asociada con la depresión tectónica del Estrecho de Bransfield.

Este grupo volcánico es posible correlacionarlo tentativamente con el "Port Foster Group", y el "Neptunes Bellows Group" de la isla Decepción definido por HAWKES (1961, b) y probablemente con la parte inferior del "Penguin Island Group" dado para la Isla Jorge por HAWKES (1961, a).

Con respecto a la edad de este centro eruptivo no se disponen de argumentos suficientes que permitan precisar su posición en la columna geológica. Pero sin embargo, dado los antecedentes expuestos anteriormente, es posible inferir una edad para estas dos fases volcánicas, que tentativamente sería plio-pleistocena.

Actividad reciente

Desde el siglo pasado se ha informado de la existencia de actividad fumarólica en Isla Bridgeman; sin embargo, no se ha observado ningún fenómeno que atestigüe tal actividad en el presente. Además BERNINGHAUSEN y NEUMAN van PADANG (1960, p. 16), comunican que se habría observado la existencia de un cráter a 27 m sobre el nivel del mar, en el lado oeste de la isla. Pero dada la estructura que presenta en la actualidad la isla, la que fue reconocida en su totalidad, dicho cráter no existiría (figs. 15 y 16). En consecuencia, esta isla en la actualidad no presenta ninguna manifestación solfatárica, ni cráter alguno que revelen una actividad en tiempos históricos.

IV.—ISLA PENGUIN

FISIOGRAFIA

Isla Penguin se localiza en la latitud 62° 06' sur y longitud 57° 56' oeste (fig. 1), (ARMADA DE CHILE 1961, 1962). Sus rasgos morfológicos principales corresponden a una isla volcánica joven. Su forma es aproximadamente circular con un diámetro mayor de dirección norte-sur que alcanza 1,7 km y un ancho este-oeste de 1,4 km (figs. 17 y 18). El cono principal se levanta en el cuadrante suroeste y alcanza una altura de 180 m sobre el nivel del mar, constituyendo el relieve más notable de la isla, mientras que el resto de ella es relativamente plano, especialmente la costa norte donde se ha desarrollado un pequeño plateau de lavas "aa", que alcanza una altura media de 20 m sobre el nivel del mar. Este plateau se encuentra en su mayor parte libre de piroclásticos.

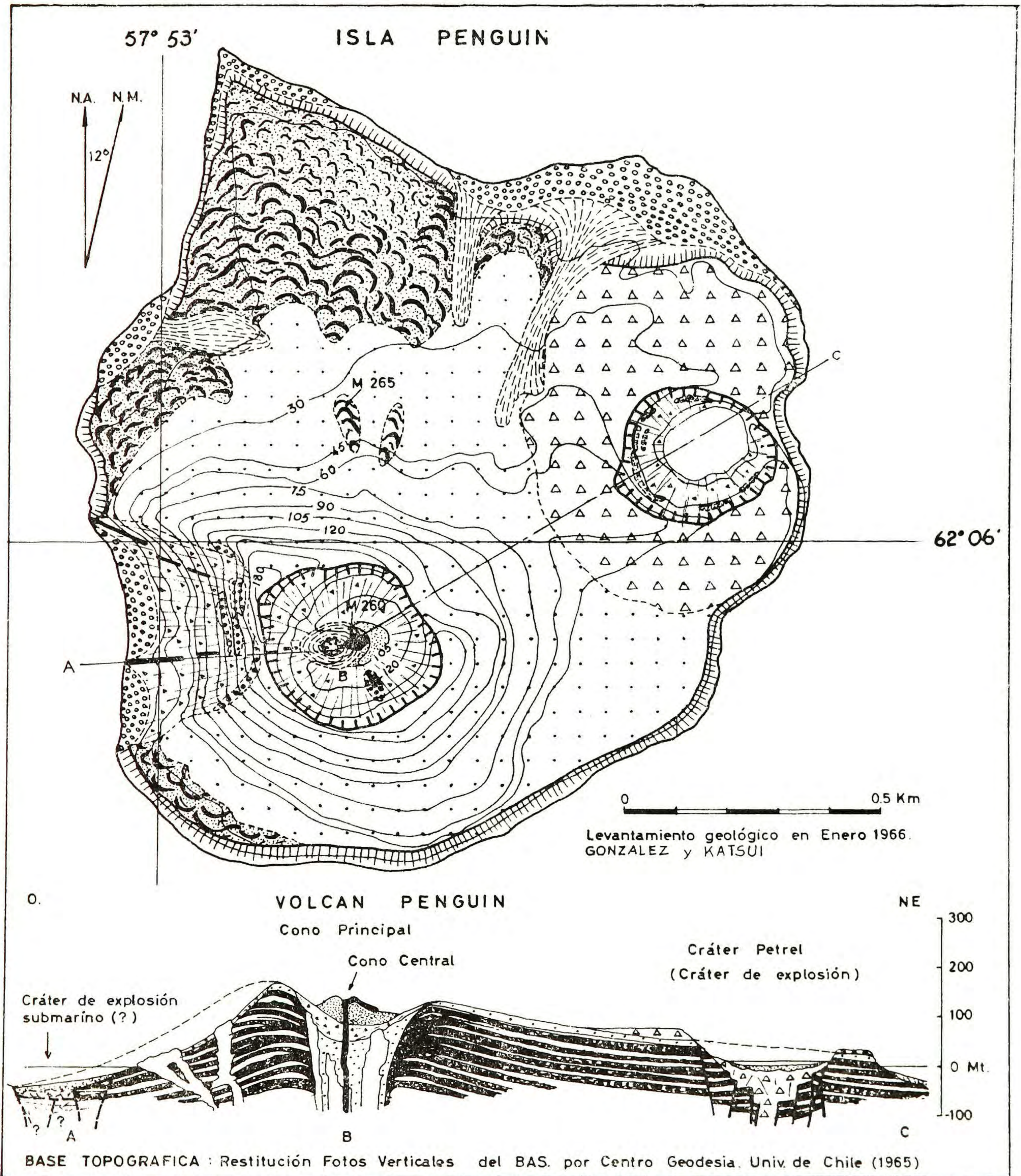


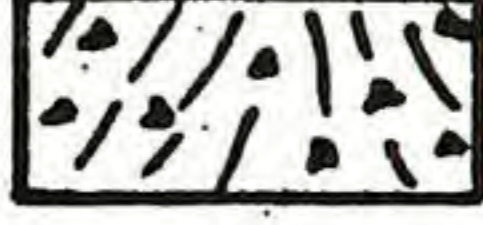

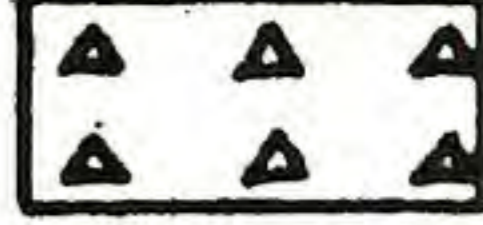







Fig. 17. Mapa geológico de Isla Penguin.

LEYENDA DE LA FIG 7

ISLA PENGUIN

DEPOSITOS ALUVIALES	Arenas y bolones de playa actual		
	Depósitos de fango		
	Depósitos de talud		
	Depósitos del fondo del cráter principal		
VOLCAN PENGUIN	Cráter Petrel (cráter de explosión)	Eyección fragmental	
	Cono central	Lava y piroclásticos basálticos de olivina	
	Cono Principal	Eyección de piroclásticos y fragmentos basálticos	
		Aglomerados basálticos	
		Filones de basalto de olivina y augita	
		Lavas basálticas de olivina y augita	

El cono principal presenta en su cumbre un cráter de forma aproximadamente circular, con un diámetro de 350 m. La depresión cratérica en promedio es del orden de 50 m observándose un máximo de 75 m y un mínimo de 30 m. Sus paredes presentan una inclinación de 20° a 30° hacia el centro. Un nuevo y pequeño cono central se ha implantado en el interior de este cráter, elevándose 20 m y desarrollando una forma ovalada de 120 por 90 m. La ladera del cráter principal se encuentra cubierta por depósitos de piroclásticos que tienen una pendiente que varía entre 12° y 20°; con la excepción del lado oeste que tiene un sacado en forma de herradura, con una inclinación de 30° a 35° hacia el mar, en el cual quedan expuestos dos diques radiales que convergen hacia el centro del cráter principal, (figs. 18 y 20).

En el lado oeste de la isla existe un cráter de explosión, de forma más o menos circular con un diámetro de 300 m; sus paredes alcanzan una altura variable entre 60 y 15 m. En el fondo existe un lago circular de 150 m de diámetro (fig. 19).

La mayor parte de las costas de esta isla son acantiladas con alturas que varían entre 10 y 40 m, y es en estas paredes donde quedan expuestos los numerosos afloramientos de lavas y piroclásticos. Solamente se observó la existencia de cuatro pequeñas y angostas playas; ellas están compuestas principalmente por gravas gruesas y representan depósitos recientes. No existen cursos de aguas ni cubierta glaciaria; sólo se observa la acumulación de nieve anual y su fusión estival. Otro rasgo notable es la carencia de terrazas marinas elevadas, rasgo común en las islas Shetland del Sur, lo cual contribuye a evidenciar una edad reciente para esta isla volcánica.

GEOLOGIA

Unidades volcánicas

Esta isla está constituida en su totalidad por rocas volcánicas de edad muy reciente. Del estudio de terreno se ha podido establecer las siguientes unidades para el Volcán Penguin.

VOLCAN PENGUIN	Crater Petrel	Eyección fragmental
	Cono Central	Lava (basalto de olivina) y piroclásticos.
	Cono Principal	Flujos de piroclásticos. Aglomerados Filones de basaltos de olivina y augita. Lavas (basaltos de olivina y augita).

Cono principal. Corresponde a un típico estrato volcán, compuesto de flujos de lava y piroclásticos de basaltos de olivina. Las lavas se pueden apreciar claramente en los bordes acantilados de la isla. En el acantilado sur que alcanza a una altura máxima de 40 m se observaron 11 flujos de

lavas basálticas; cada uno tiene una potencia variable entre 1 y 5 m y alternan con niveles piroclásticos. Un flujo de lava basáltica "aa" se extiende hacia el norte desarrollando el pequeño plateau que caracteriza el relieve de la isla; su espesor varía de 5 a 20 m. Tres de estos niveles lávicos y sus respectivas intercalaciones piroclásticas se observan en la pared del cráter de explosión, como también en el corte oeste del cráter principal. Aglomerados, malamente estratificados, afloran tanto en la pared sur del interior del cráter como en el corte oeste. Estos aglomerados están compuestos por escorias, bombas, lapillis y arena volcánica, los cuales se depositaron probablemente en condiciones de alta temperatura, dado que se encuentran algo soldados y oxidados. Ello se debería en parte a que están muy próximos al centro de emisión. En cambio estos mismos aglomerados en los afloramientos lejos del cráter, carecen de soldamiento y oxidación.

Petrográficamente tanto las lavas como piroclastos y filones del cono principal corresponden a basaltos de olivina (Tablas 7 y 8, OG 265), compacto, gris, fresco y ligeramente picrítico, con fenocristales subhedrales de olivina magnésiana ($2V = 90^\circ$, $n_x = 1,662$, Fa 12-14) y en menor proporción fenocristales de augita diopsídica ($Z : c = 42^\circ$, $2V_z = 56^\circ$) y plagioclasa zonada (An 68 - An 75).

En la masa fundamental se encuentran microfenocristales de plagioclasa (An 58 — An 70), olivina ($2V_x = 88^\circ$, Fa 15), y augita ($Z : c = 40^\circ$, $2V_z = 54^\circ$). La masa fundamental a su vez está constituida por abundante plagioclasa (An 40 — An 62), augita ($Z : c = 40^\circ$, $2V_z = 44^\circ$), minerales de hierro y pequeñas cantidades de feldespato alcalino, apatita y mica parda.

En el corte del lado oeste del cono principal afloran dos filones radiales, con una potencia de 2 m cada uno y segmentados en échelon. La composición de estos filones corresponde a basaltos de olivina, algo vesiculoso. En la pared sur del interior del cráter principal existe otro filón intruyendo los aglomerados de chimenea.

Cono central. Está compuesto de lavas y fragmentos de lavas; su cumbre presenta una pequeña depresión cratérica de poca profundidad. Es posible que al comienzo de esta etapa eruptiva, se hayan depositado primeramente escorias, lapillis y bombas en la ladera del cono principal. Posteriormente se edificó el cono central interior, compuesto de fragmentos y flujos de lavas de basalto olivínico, cuyas características petrográficas son similares a las lavas del cono principal. Tablas 7 y 8, (OG. 260) siendo los fenocristales de olivina mucho más escasos que los de la etapa principal. Los fenocristales corresponden a olivina ($2V_x = 88^\circ$, $n_x = 1,664$, Fa 15), plagioclasa (An 50 — An 67) y escasa augita diopsídica ($Z:c = 42^\circ$, $2V_z = 49^\circ - 56^\circ$). En la masa fundamental intersticial existen microfenocristales de plagioclasa (An 45 — An 62), olivina y escasa augita. La masa fundamental está compuesta de plagioclasa (An 35 — An 55), augita ($Z:c = 40^\circ$, $2V_z = 40^\circ$) minerales de hierro, y pequeñas cantidades de feldespato alcalino, apatita y mica parda con o sin vidrio pardo oscuro.

Cráter de explosión. Este cráter está localizado en el borde de la isla, y habría sido generado por una explosión freática y corresponde a la última manifestación volcánica en esta isla. Alrededor de este cráter se encuentran esparcidos gran cantidad de bloques angulares, los cuales están mezclados con bloques recocidos y diaclasados. Algunos alcanzan un diámetro máximo de 5 m, pero ninguno de los bloques eyectados corresponden a bloques juveniles. Ellos a su vez cubren los piroclásticos más recientes del cono principal.



Fig. 18.—Fotografía aérea vertical de Isla Penguin (Foto gentileza del British Antarctic Survey).



20



21

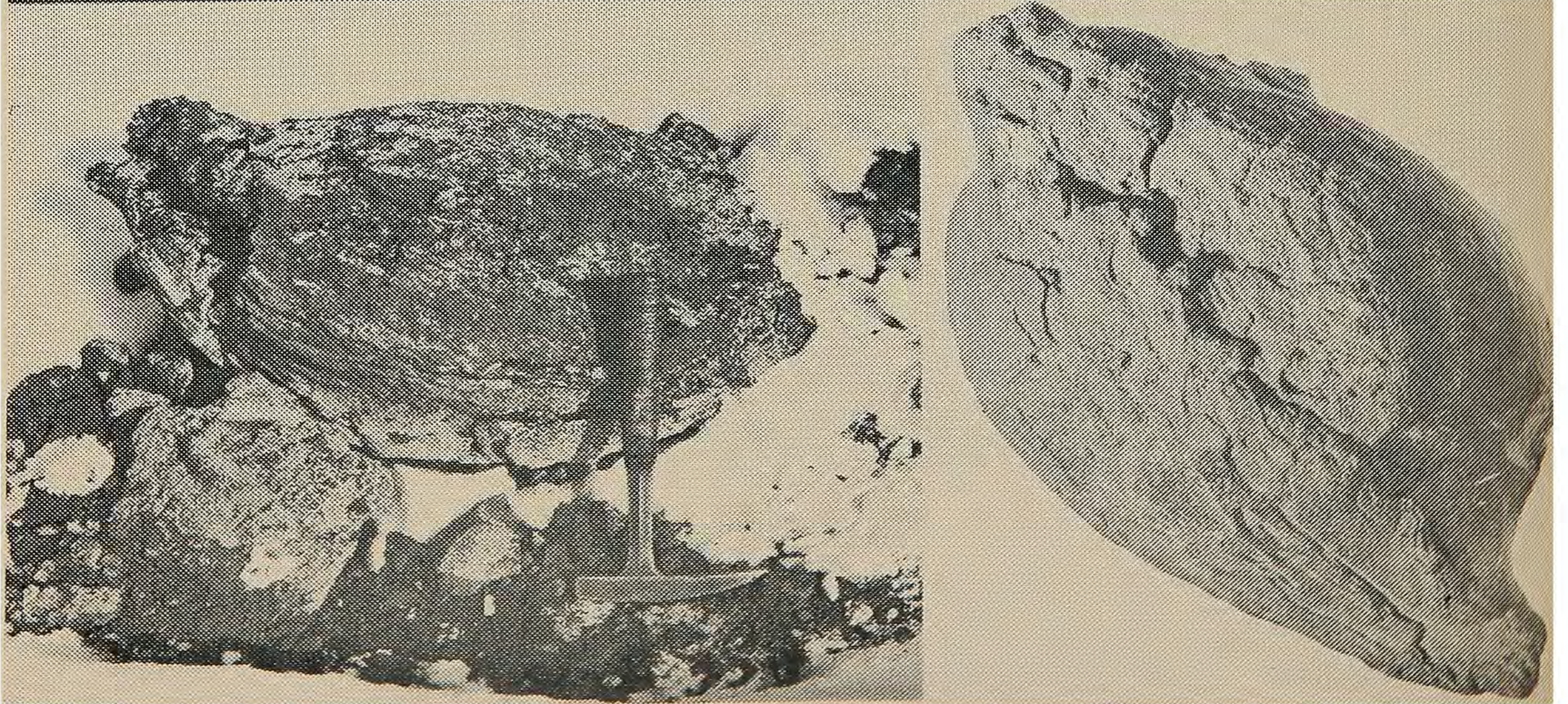


Fig. 19.—Cráter Petrel, Isla Penguin. (Foto O. G. F.)
 Fig. 20.—Cono principal del Volcán Penguin. (Foto O. G. F.)
 Figs. 21 y 22.—Bombas del Cono principal del Volcán Penguin. (Foto O. G. F.).

Tanto las lavas, piroclásticos y filones que constituyen Isla Penguin corresponden a basaltos de olivina, como ya fue señalado por FERGUSON (1921), y TYRREL (1921, 1945) y HAWKES (1961). Estas rocas son porfíricas y ligeramente menos saturadas en sílice, debido a la presencia de abundantes fenocristales de olivina. Los análisis modales y químicos de rocas representativas de Isla Penguin, se dan en las Tablas 7 y 8 respectivamente.

TABLA 7.

COMPOSICION MODAL DE LAVAS DE LA ISLA PENGUIN

		OG. 265	OG. 260
Fenocristales.	Plagioclasa	1.0	3.3
	Olivina	13.5	4.5
	Augita	1.2	0.3
Microfeno- cristales	Plagioclasa	8.1	10.4
	Olivina	2.6	4.5
	Augita	1.4	0.6
Masa Fun- damental	Plagioclasa	45.7	46.2
	Clinopiroxena	19.6	20.5
	Mineral de hierro	4.8	7.4
	Feldespató alcalino	1.7	2.0
	Biotita		
	Apatita	0.4	0.3
	Vidrio		

TABLA 8.

ANALISIS QUIMICOS* Y NORMAS DE ROCAS VOLCANICAS DE ISLA PENGUIN. ISLAS SHETLAND DEL SUR

	OG. 265	1	OG.260
SiO ₂	48.65	48.26	49.52
TiO ₂	1.12	1.07	1.33
Al ₂ O ₃	16.75	17.42	17.24
Fe ₂ O ₃	1.65	3.36	2.98
FeO	7.67	5.61	7.51
MnO	0.14	0.14	0.18
MgO	9.56	8.83	7.02
CaO	10.20	11.56	9.52
Na ₂ O	3.27	2.44	3.61
K ₂ O	0.40	0.89	0.53
P ₂ O ₅	0.25	0.22	0.36
H ₂ O (+)	0.11	0.24	0.12
H ₂ O (—)	0.21	0.16	0.15
Total	99.98	100.24	100.07
Indice de Color	40.1	39.9	36.8

NORMAS C. I. P. W.

Q.			
Or	2.36	5.14	3.13
Ab	27.25	20.65	30.55
An	29.85	34.03	29.28
Ne	0.30		
Wo	7.66	9.22	6.61
En	4.88	9.06	7.20
Fs	2.27	2.46	3.87
Fo	13.28	9.06	7.21
Fa	6.90	2.75	4.31
Mt	2.39	4.87	4.32
Il	2.13	2.03	2.53
Ap	0.55	0.48	0.79
H ₂ O	0.32	0.40	0.27
Total	100.14	100.15	100.07

OG 265. Basalto de olivina y augita. Lava del Cono Principal, flanco Norte. Isla Penguin.
1. Basalto de olivina. Lava de la Isla Penguin. Anal. F. Herdsman. G. W. TYRREL (1945, p. 59).

OG 260. Basalto de olivina y augita. Lava del cono central. Isla Penguin.

(*) Analista: J. Villalobos.

Las rocas de isla Penguin, especialmente las lavas del cono principal se podrían considerar como formadas a través de procesos acumulativos operados en la etapa inicial de la cristalización del magma basáltico. Esto es considerando que la cristalización de la olivina continúa hasta la etapa inicial de la formación de la masa fundamental. Sin embargo, augita y augita pigeonítica es el único mineral ferromagnesiano presente durante la etapa principal de cristalización de la masa fundamental.

A través de todas las rocas de la Isla Penguin, se observa que los feldespatos alcalinos y la mica parda (biotita?) son los minerales intersticiales característicos, formados en la etapa final de la cristalización. No obstante, minerales silíceos en esta etapa final no se encuentran como se podría esperar de la composición química, la cual indica un débil saturamiento en sílice.

La composición química muestra buena concordancia en varios aspectos con la mineralogía anteriormente mencionada. Las lavas olivínicas del cono principal son ricas en MgO y CaO, y levemente pobres en SiO₂, FeO + Fe₂O₃ y álcalis, comparadas con las lavas del cono central. La muestra (1) de la Tabla 8 analizada por TYRREL, es lo más probable que corresponda a una lava del cono principal.

Edad, correlaciones y actividad reciente

El cono principal de este volcán, se habría formado por sucesivos flujos de lavas y piroclásticos que se fueron depositando alternadamente, hasta estructurar la morfología actual de Isla Penguin. Simultáneamente durante esta etapa se produce la intrusión de filones radiales (fig. 17). Como fase póstuma de esta actividad volcánica principal, se generó el cono central interior, y con probable sincronismo ocurre la actividad explosiva que engendra finalmente el cráter oriental de la isla. Es posible, basando en las observaciones del acantilado occidental del cono principal que este corresponda a un borde de otro cráter de explosión, cuyo centro se encontraría probablemente en la base del cono principal, hacia el lado occidental, hoy cubierto por el mar. Los cráteres se encuentran organizados en una línea, lo cual obedece evidentemente a un control tectónico de rumbo general noreste-suroeste, el que tiene estrecha relación con la actividad volcánica del Pleistoceno-Reciente. Esta actividad volcánica sería una consecuencia íntima de los movimientos tectónicos que han alzado el arco de isla de las Shetland del Sur, en relación con la depresión del Estrecho de Bransfield.

No ha sido posible observar la base de este volcán; pero muy cerca y al norte de ella, en la costa de la isla Rey Jorge, existen afloramientos de rocas volcánicas, que según HAWKES (1961), corresponden al "Penguin Island Group" (Plioceno a Reciente). Pero estas parecen corresponder a niveles más viejos que la isla Penguin, pues ellas se encuentran fuertemente erosionadas, mientras que en Isla Penguin no existen terrazas marinas, la erosión no ha sido fuerte, y sus formas no alcanzan el grado de disección que presentan las lavas de la costa Rey Jorge, razón por la cual se podría suponer una edad pleistocena superior y holocena. Sin embargo, se estima que la formación del cono central y el cráter de explosión, última manifestación volcánica de esta isla, habría acaecido durante el Holoceno. BARTON (1965), estableció que "El cono volcánico de la Isla Penguin, probablemente no tiene más de 100 años". Esta edad mencionada por él, sin embargo, debería considerarse como la edad de la última erupción de este volcán y no como la edad total de la isla. TYRREL (1945) supone que todavía hay mucho calor residual en el cono, y que en consecuencia debe ser considerado solamente como volcán durmiente. Por otra parte, durante los últimos 150 años, no se ha reportado evidencias de fumarolas o erupciones en dicha isla, a pesar de haberse infor-

mado de evidencias de actividad fumarólica en la isla Bridgeman en los años 1821, 1838, 1839 y 1850. Lo más probable es que haya ocurrido un error de tipo geográfico, y la actividad atribuida a Bridgeman, correspondía a la Isla Penguin.

V.—ISLA DECEPCION

FISIOGRAFIA

Decepción es una isla volcánica del tipo caldera, cuya actividad efusiva continúa hasta el presente y representa al centro volcánico más activo de la Antártica septentrional. Se localiza al suroeste de las Islas Shetland del Sur, en pleno Estrecho Bransfield, en los 62° 57' de latitud sur y 60° 38' de longitud oeste, fig. 1 (ARMADA DE CHILE, 1961, 1962).

Su morfología actual es la de una estructura volcánica en forma de una gran herradura, abierta unos 500 m. en el extremo sureste y con un diámetro exterior de 14 km. y su interior elongado al noroeste, con 8 km. aproximadamente. (fig. 23). Representa los restos de un gran estratovolcán compuesto, cuyos procesos volcánico-tectónicos han permitido que se transforme en una caldera, la que ha sido invadida por el mar a través de los Fuelles de Neptuno, dando origen a un puerto abrigado, que es conocido como Bahía Foster.

Topográficamente este anillo volcánico alcanza una altura media de 300 m. s.n.m., con una cota máxima de 542 m. en el Monte Pond. Su superficie está cubierta aproximadamente en un 50% por hielo, el que se concentra principalmente en los sectores oriental y sur. Su borde exterior es acantilado con alturas que sobrepasan los 40 m. con la excepción del lado este, donde se desarrolla una playa de arena volcánica, sobre un bloque controlado por una falla de rumbo noroeste.

En la costa interior de esta caldera y sobre los bloques circulares colapsados que conforman el anillo interior escalonado, se han producido más de una treintena de erupciones parásitas, generando numerosos conos cineríceos, esporádicamente flujos lávicos del tipo "aa" y cordadas. Además varios maares, los cuales han dado origen a una serie de lagunas costeras. Así los efusivos parásitos han poblado, modificado y sepultado parcialmente las estructuras originales del anillo de subsidencia de la caldera.

Se puede decir, que la actividad volcánica post-caldera se ha producido exclusivamente alrededor de la costa interior de la caldera, como lo demuestran las recientes erupciones de 1967 y 1969, que introdujeron algunos cambios morfológicos en ella. Según VALENZUELA et al (1968), en Bahía Telefon, en el sector noroeste de Bahía Foster, surgió una pequeña isla de material piroclástico con cuatro depresiones cratéricas en línea y se reactivó uno de los cráteres de la costa, como resultado de la erupción del 4 de diciembre de 1967 (fig. 35). Más tarde, el 21 de febrero de 1969, se reactivó el cráter de Caleta Péndulo, donde se encontraba la Base PAC de Chile y se abrió una fractura hacia el sur de dicho centro, por los cuales fue eyectado gran cantidad de material piroclástico y lava de bloques, que produjeron lahares que arrasaron con las instalaciones tanto de Bahía Ballenero como de Caleta Péndulo (fig. 36) (BAKER et al 1969).

Isla Decepción que por más de un siglo ha servido de refugio a las expediciones polares a los antiguos balleneros y cazadores de focas, y que en los últimos años era centro de ocupación permanente por Chile, Inglaterra y Argentina, ha sido evacuada, como consecuencia del aumento de la actividad volcánica que destruyó totalmente la Base chilena y parcialmente la inglesa.

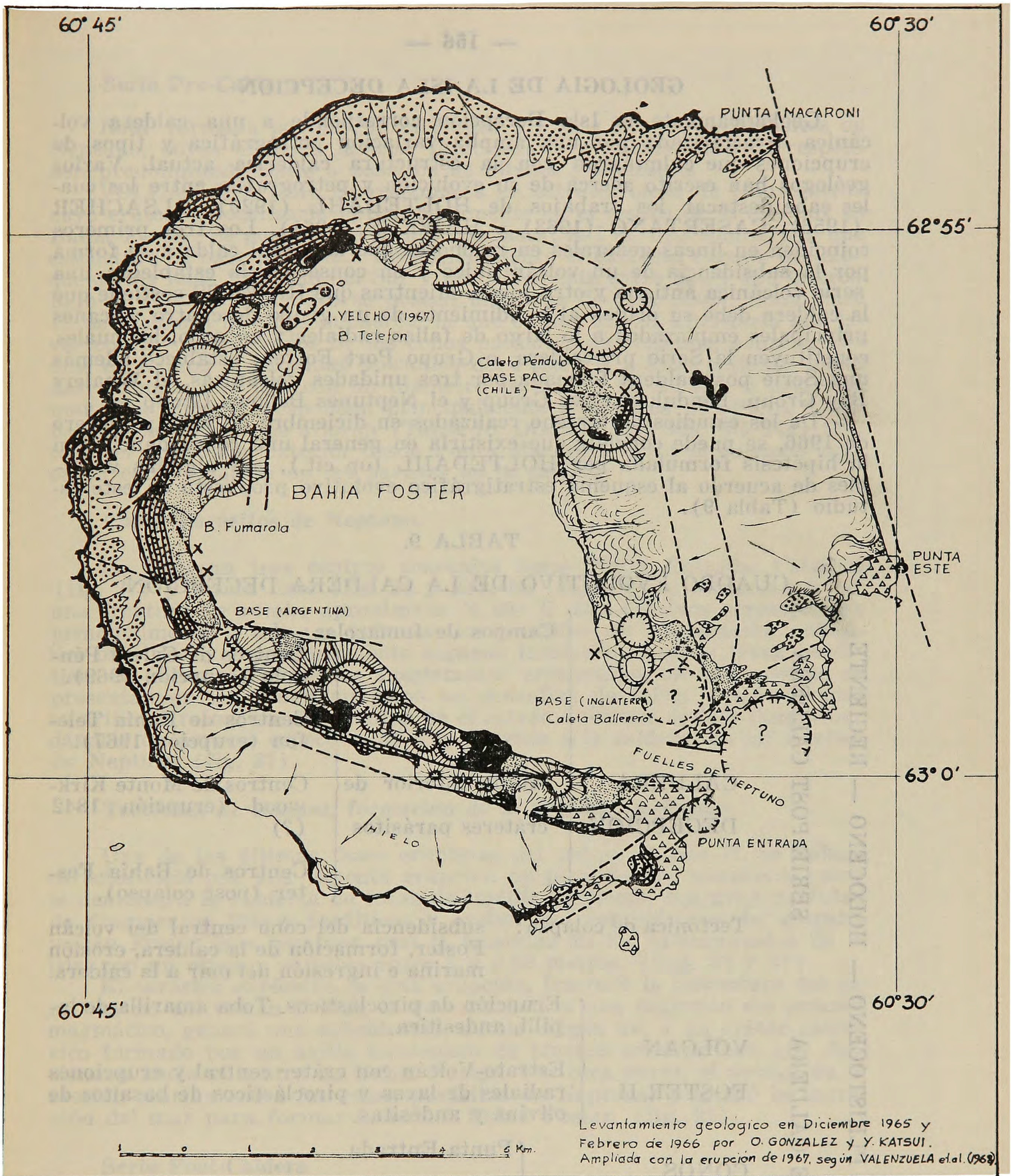


Fig. 23. Mapa geológico de Isla Decepción.

SERIE PRE-CALDERA



Toba de lapilli andesítica



Conos parásitos de Neptuno
Tobas y aglomerados andesítico-basáltico.



Volcán Foster. Lavas y piroclásticos de basaltos de olivina v andesitas

SERIE POST-CALDERA



Anillo interior de cráteres parásitos.
Conos de ceniza, lapillis, bombas; Maares; Flujos de lavas "aa" y bloques de composición andesítica a basalto de olivina.



Campos de fumarolas.



Fallas, asociadas al colapso que generó la caldera Decepción.

GEOLOGIA DE LA ISLA DECEPCION

Geológicamente la Isla Decepción corresponde a una caldera volcánica caracterizada por una amplia variación petrográfica y tipos de erupciones que culminaron con la estructura caldérica actual. Varios geólogos han escrito acerca de su evolución y petrografía, entre los cuales cabe destacar los trabajos de HOLTEDAHL (1929), OLSACHER (1956), CASERTANO (1963) y HAWKES (1961). Los tres primeros coinciden en líneas generales en reconocer que la actual caldera se forma por la subsidencia de un volcán único y en consecuencia establecen una serie volcánica antigua y otra joven. Mientras que HAWKES sostiene que la caldera debe su origen al hundimiento de un grupo de cuatro volcanes principales emplazados a lo largo de fallas radiales y en arco, los cuales constituyen la Serie pre-caldera, o Grupo Port Foster; establece además una Serie post-caldera formada por tres unidades volcánicas, el Whalers Bay Group, Pendulum Cove Group y el Neptunes Bellows Group.

De los estudios de terreno realizados en diciembre de 1965 y febrero de 1966, se puede concluir que existiría en general una concordancia con la hipótesis formulada por HOLTEDAHL (op cit.), con algunas variables de acuerdo al esquema estratigráfico evolutivo propuesto en este estudio (Tabla 9).

TABLA 9.

CUADRO EVOLUTIVO DE LA CALDERA DECEPCION

PLIOCENO (?) — HOLOCENO — RECIENTE	SERIE POST CALDERA	CALDERA DECEPCION	Campos de fumarolas Anillo interior de cráteres parásitos	Centros de Caleta Péndulo (erupción 1969). Centros de Bahía Telefon (erupción 1967). Centros de Monte Kirkwood (erupción 1842 (?)) Centros de Bahía Foster (post colapso).	
	Tectónica de colapso:		subsidencia del cono central del volcán Foster, formación de la caldera, erosión marina e ingresión del mar a la caldera.		
	PLEISTOCENO — HOLOCENO — RECIENTE	SERIE PRE CALDERA	VOLCAN FOSTER II	Erupción de piroclásticos. Toba amarilla de lapilli, andesítica. Estrato-Volcán con cráter central y erupciones radiales de lavas y piroclásticos de basaltos de olivina y andesitas.	
		CONOS PARASITOS DE NEPTUNO	Punta Entrada Catedral Punta Este	Conos de tobas y aglomerados andesítico-basáltico	
VOLCAN FOSTER I		Estrato-volcán, lavas y piroclásticos submarinos (?)			

Serie Pre-Caldera

Está formada por el Volcán Foster I y II y los Conos Parásitos de Neptuno, cuyos efusivos lávicos, piroclásticos y aglomerados corresponden predominantemente a basaltos de olivina y andesitas.

VOLCAN FOSTER, corresponde a un estrato-volcán de tipo central cuyo cráter se localizaría aproximadamente en el centro de lo que hoy es Bahía Foster. Se postulan al menos dos fases: la I de tipo submarino, que estructuró la base de la Isla Decepción, sobre el extremo sureste del bloque de las Islas Shetland del Sur y probablemente entre 300 y 400 metros bajo el nivel del mar. No se poseen muestras de esta etapa. Como fase II, se reconoce la etapa subaérea, la que en sus inicios alternaría sus lavas con los aglomerados de los conos parásitos de Neptuno, sobrepasándole en tiempo la actividad volcánica del Foster II a estas últimas, hasta dar forma a una isla con un diámetro cercano a los 15 km, a nivel del mar. Sus lavas corresponden principalmente a basaltos de olivina y andesitas basálticas que afloran (Tabla 10, OG. 229, OG 356, OG 244) tanto en el acantilado exterior desde Punta Macaroni hasta el extremo suroeste, como también en las paredes de la caldera.

Conos Parásitos de Neptuno.

Lo integran tres centros conocidos como Punta Entrada, Catedral (fig. 27) y Punta Este (fig. 26 y 28), los cuales están controlados por una fractura de rumbo aproximado N 35° E. Sus efusivos corresponden principalmente a tobas y aglomerados amarillos de composición andesítico-basáltica y esporádicamente algunas intercalaciones de lavas basálticas de olivina. Los restos fuertemente erosionados de estos conos, se presentan en la actualidad como un murallón de tobas y aglomerados amarillos y rojos, que se levantan en el extremo sureste de Isla Decepción, dándole un aspecto espectacular a la entrada a la caldera, en los Fuelles de Neptuno (fig. 27).

Tectónica de colapso, formación de la Caldera Decepción

Una de las últimas fases eruptivas del volcán Foster II, se habría caracterizado por una violenta erupción de piroclásticos pumíceos, como lo demuestra la cubierta de tobas de lapillis pumíceos, con gran cantidad de fragmentos líticos basálticos y andesíticos provenientes del estrato-volcán Foster, que recubren casi la totalidad de los afloramientos de la isla, con un espesor variable entre 3 y 0.60 metros. (figs. 29 y 30).

El carácter explosivo de esta erupción, fracturó la estructura del cono central del volcán Foster, la que asociada a una deflación del proceso magmático, generó una subsidencia, dando origen así a un cráter caldérico formado por un anillo escalonado de bloques concéntricos, que descienden hacia el centro de Bahía Foster. Por otra parte, el avance de la erosión marina sobre los conos parásitos de Neptuno, permitió la ingresión del mar para formar la actual Bahía Foster. (fig. 25).

Serie Post-Caldera

Esta serie está constituida exclusivamente por el anillo interior de cráteres parásitos de la Caldera Decepción, los que en la actualidad alcanzan a 40 centros de emisión, predominando los conos cineríceos entre los maares y flujos de lava. Estos se localizan principalmente sobre los bloques inmediatamente próximos a la pared de la caldera, lo que demuestra que la actividad magmática post-caldera, ha tenido lugar exclusivamente a través de las fracturas del anillo de subsidencia (fig. 35).

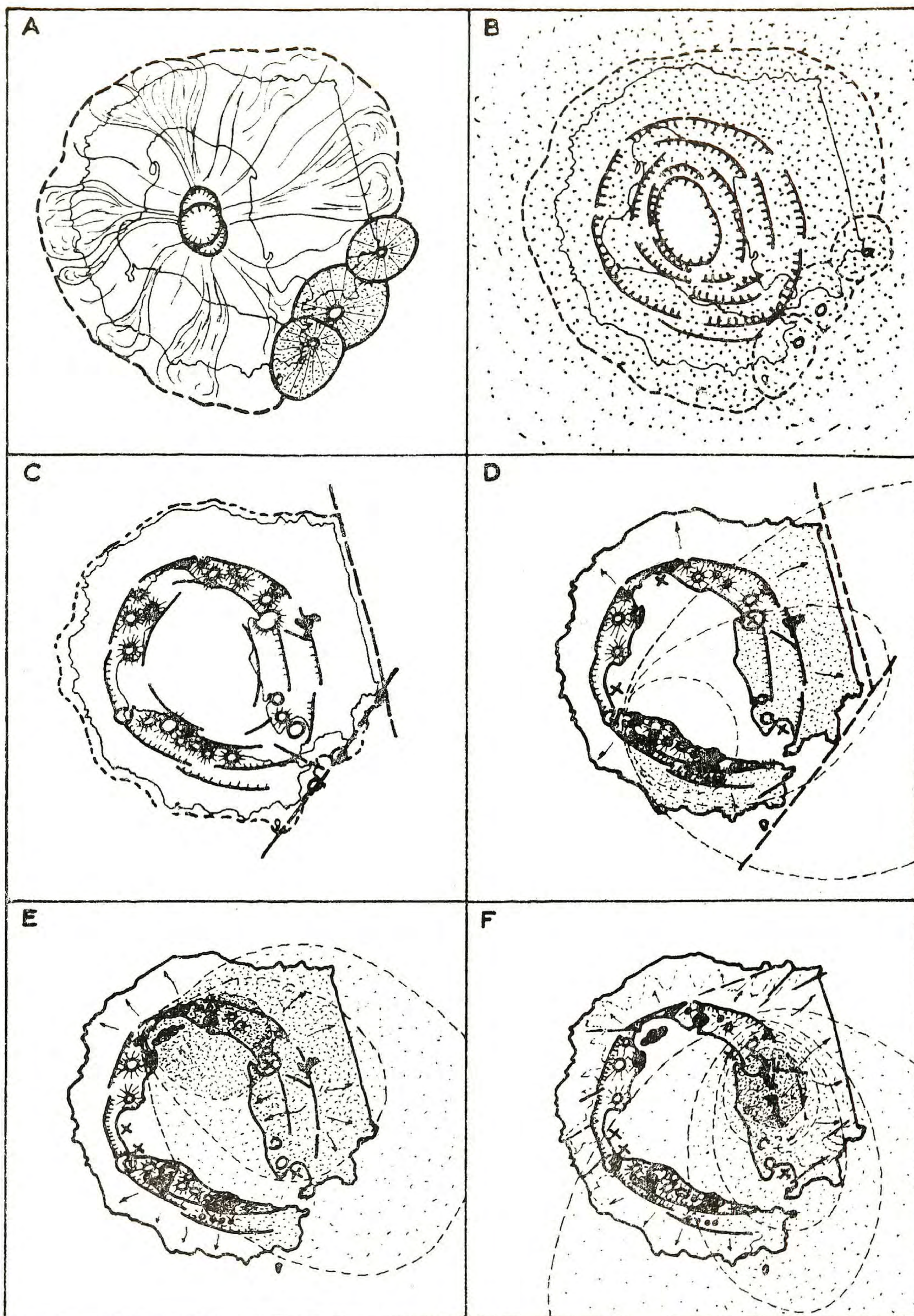


Fig. 24. Evolución de la caldera Decepción según O. González (1970).
 A. Estrato volcán compuesto. Volcán Foster y conos parásitos de Neptuno.
 B. Erupción de piroclásticos y colapso del cráter central. Formación de la caldera Decepción.
 C. Erupciones parásitas en el anillo interior de la caldera. 29 centros correspondientes a conos cineríceos, maares y flujos lávicos.
 D. Erupción de 1842 (?).
 E. Erupción del 4. 12. 1967. Formación de la Isla Yelcho, según Valenzuela et al. (1968).
 F. Erupción del 21. 2. 1969. Erupción fisural y reactivación del centro Caleta Péndulo, según Baker et al. (1969).



Fig. 25. Isla Decepción. Vista de la caldera. Fotografía Aérea. U. S. Navy (Gentileza de la Oficina de Programas Polares de la N. S. F.).

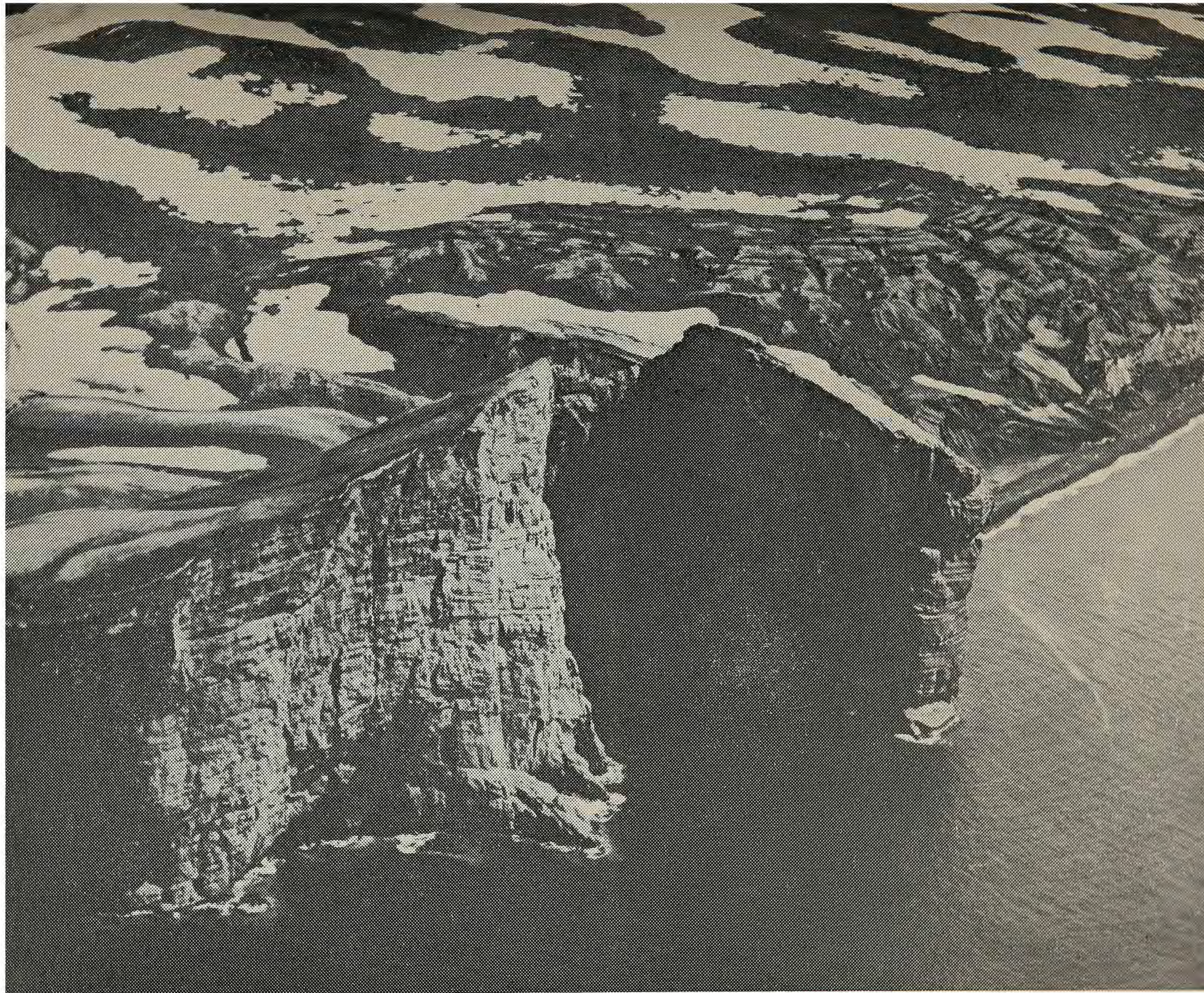


Fig. 26 Conos parásito de Neptuno. Cráter Punta Este, Isla Decepción. Foto U.S. Navy (Gentileza de la Oficina de Programas Polares de la N. S. F.).

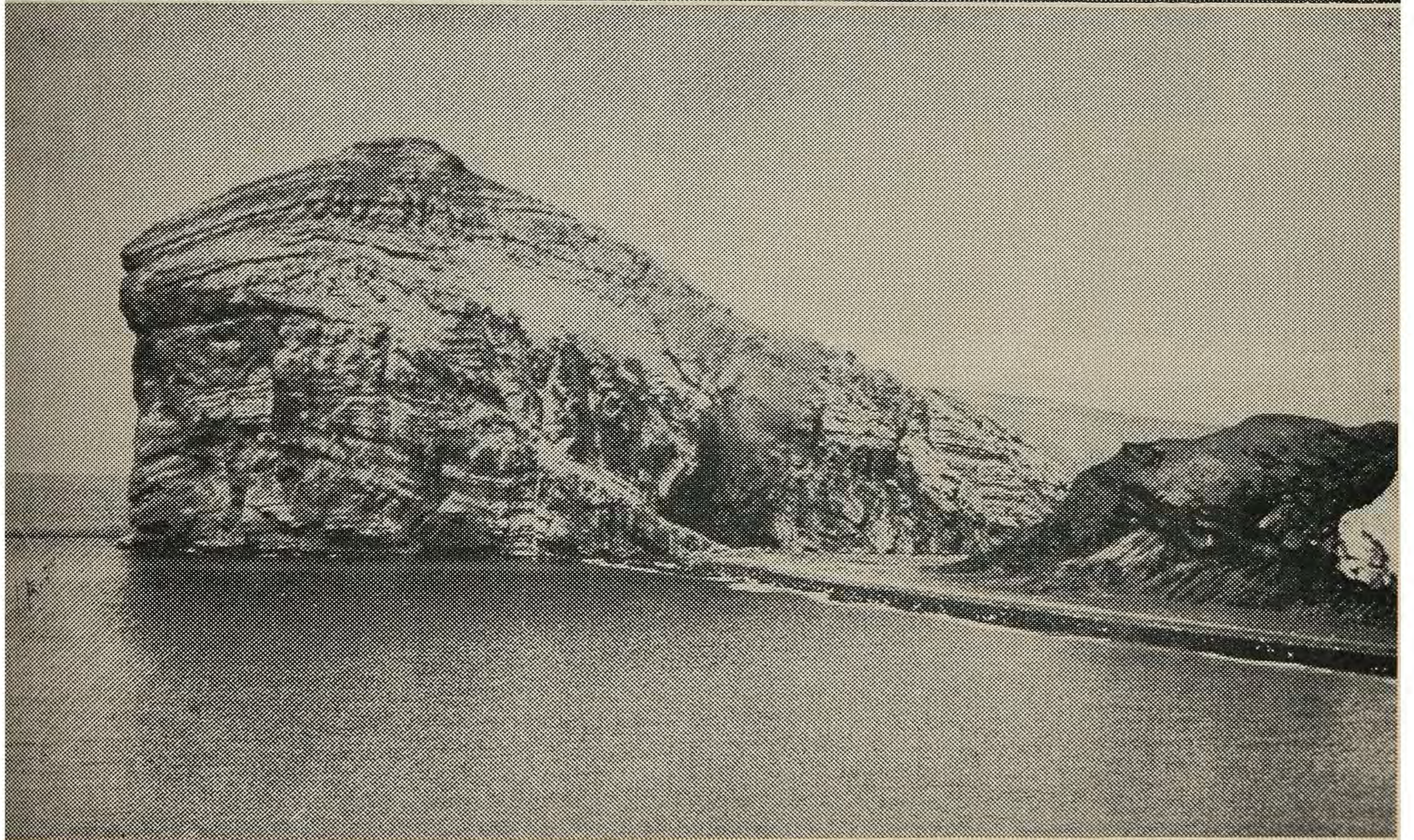
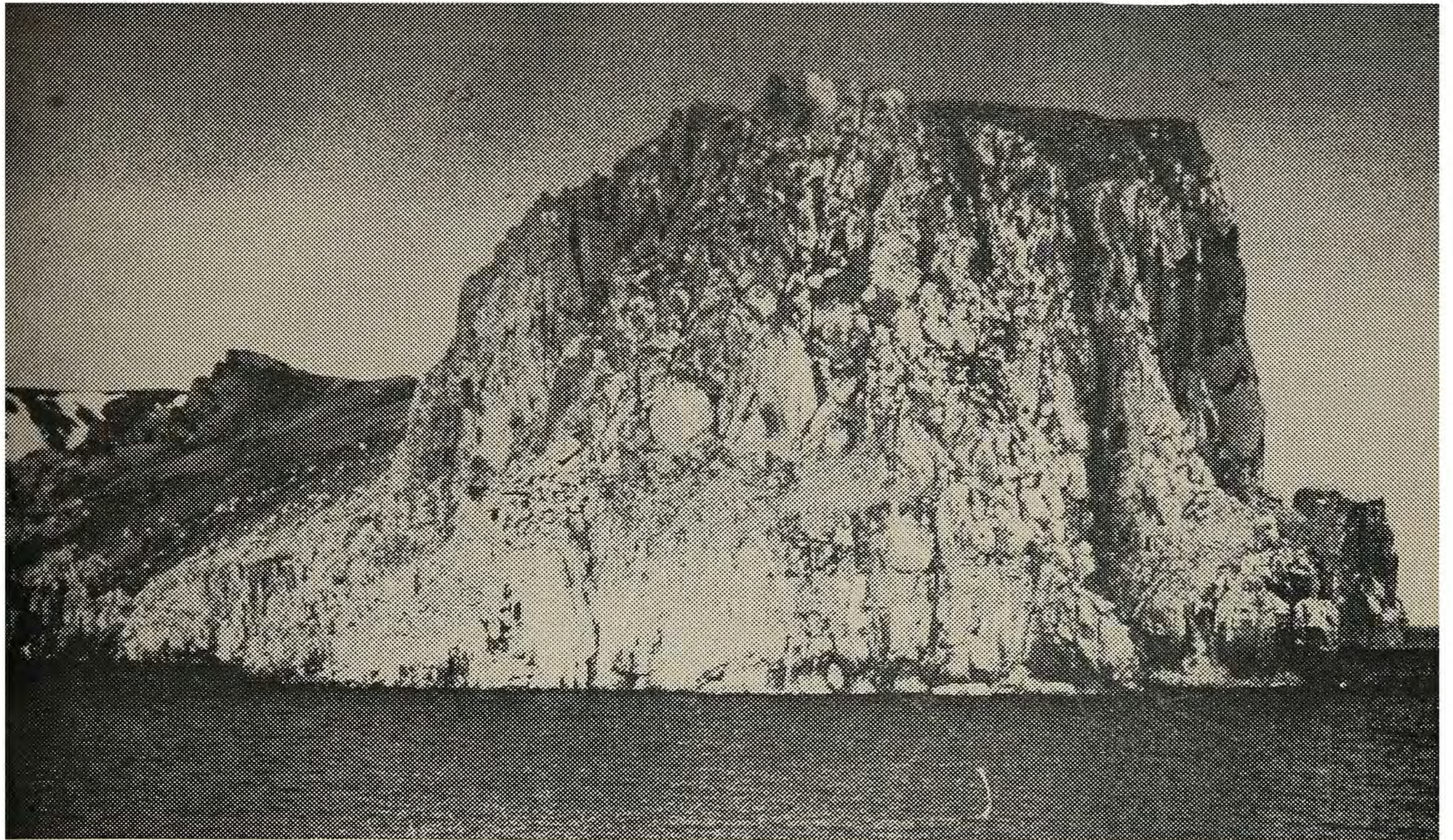


Fig. 27. Fuelles de Neptuno. Aglomerados y tobas del Cono Catedral. Isla Decepción.
(Foto O. G. F.)

Fig. 28. Vista norte del cono parásito Punta Este. Isla Decepción. (Foto O. G. F.)



Fig. 29. Toba de lapilli. Erupción de piroclásticos asociada a la formación de la caldera. Isla Decepción (Foto O. G. F.).

Fig. 30. Discordancia entre las lavas y piroclásticos del Volcán Foster II y las tobas de lapilli asociadas a la formación de la Caldera Decepción. (Foto O. G. F.)

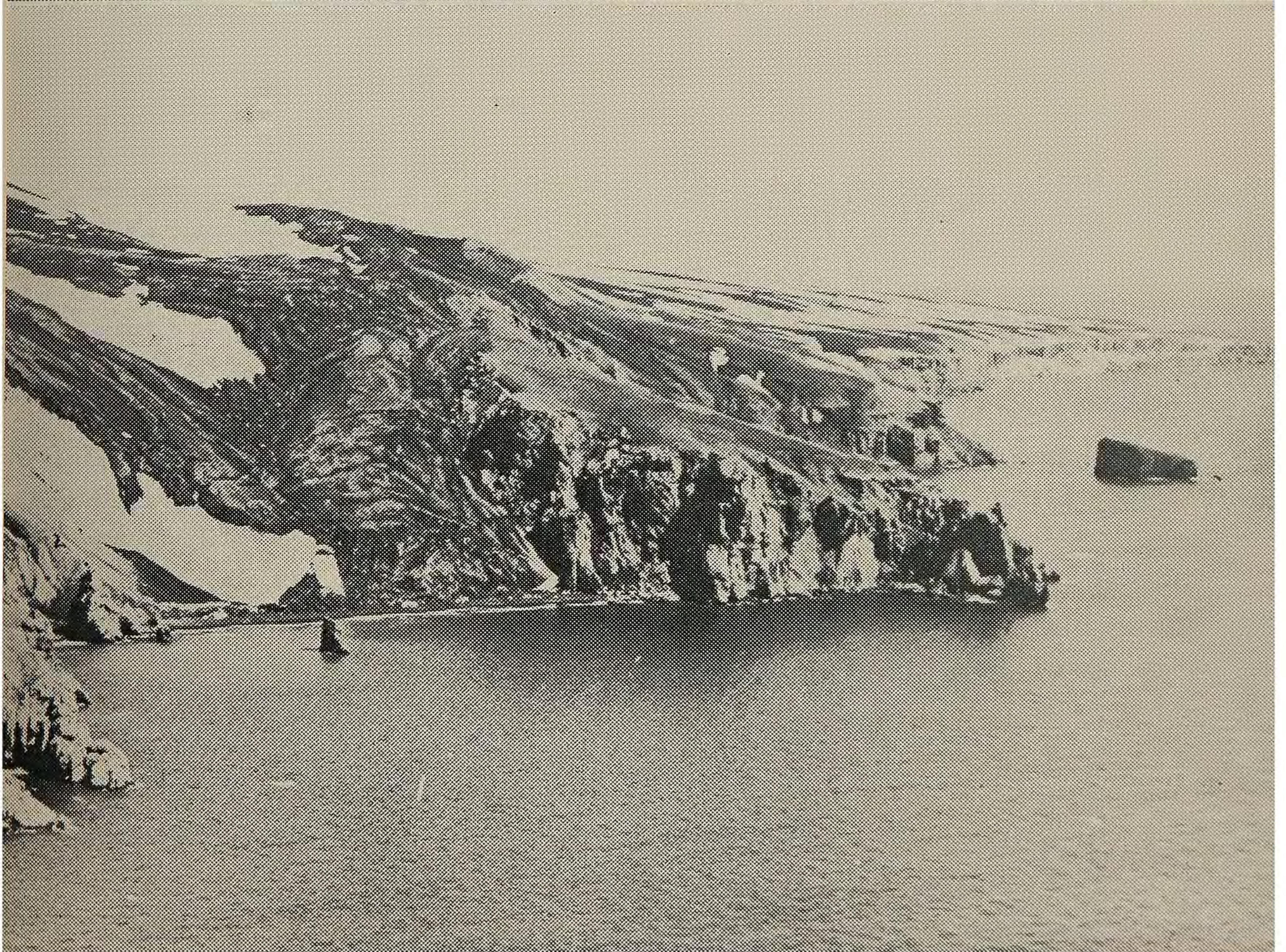
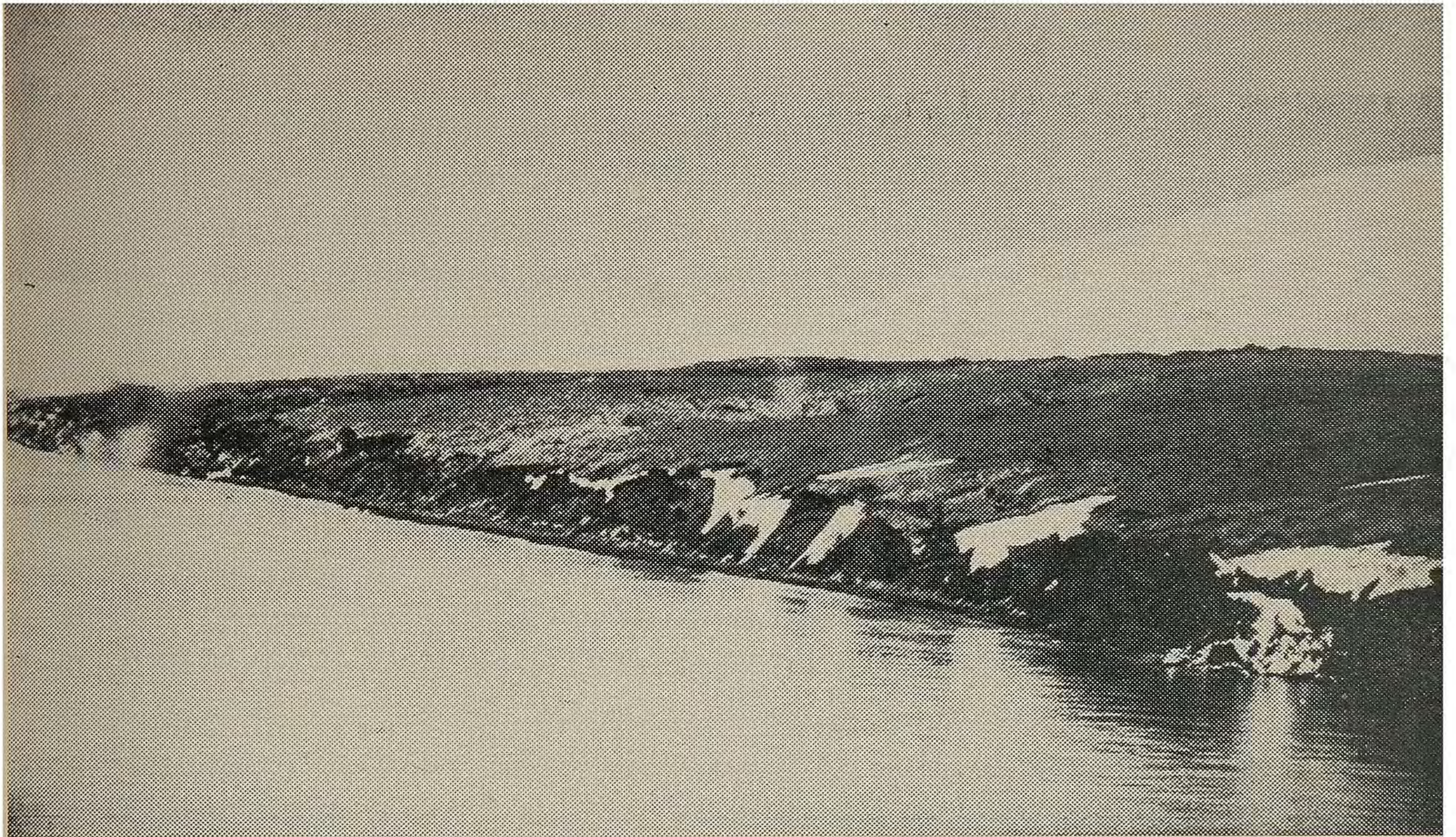


Fig. 31. Costa este de la isla Decepción. Zona de falla entre Punta Macaroni y Punta Este. (Foto O. G. F.).

Fig. 32. Acantilado próximo Punta Macaroni. Lavas pre-caldera, cubiertas con piroclásticos recientes. (Foto O. G. F.).

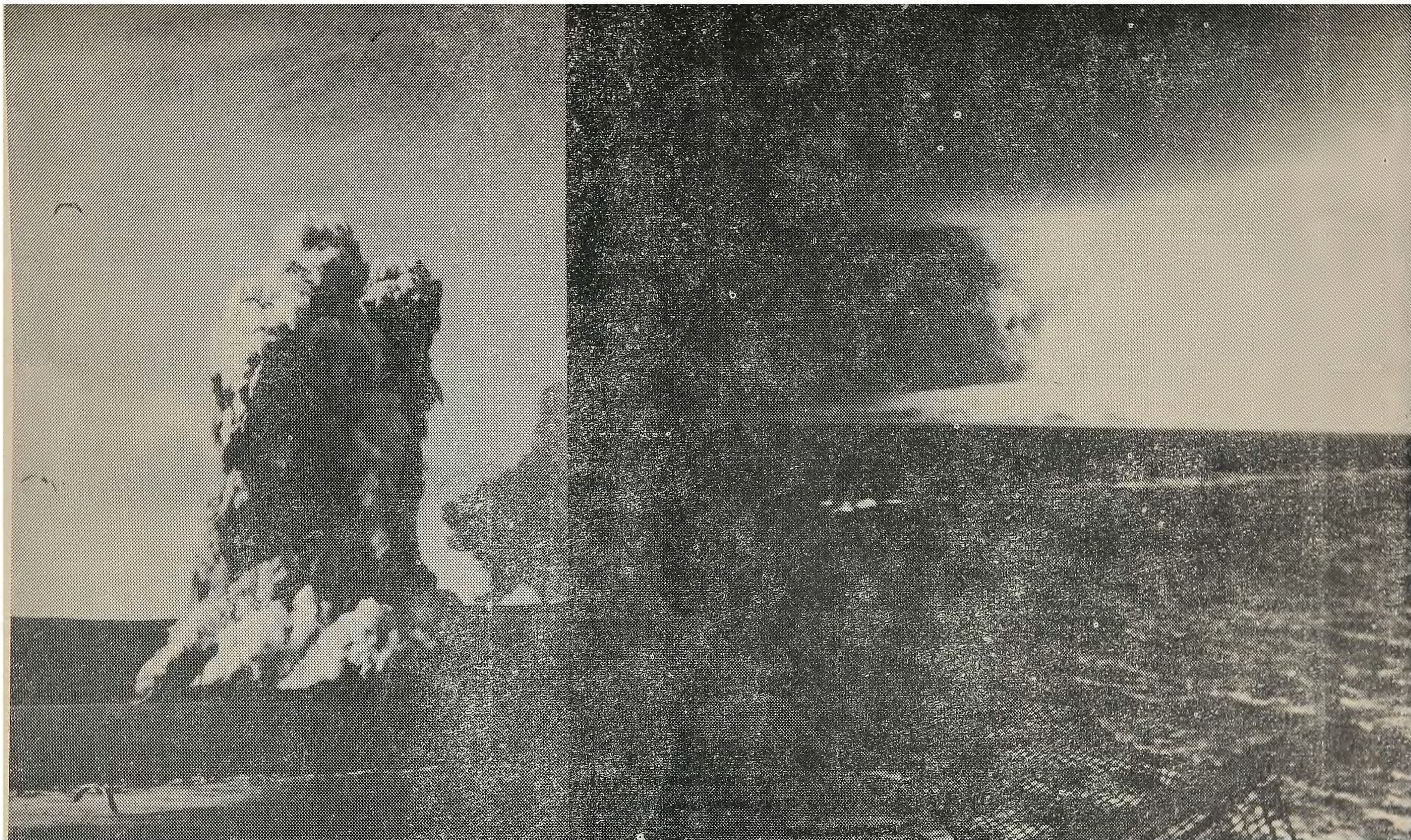


Fig. 33. Erupción volcánica en Bahía Telefón. Isla Decepción 4. XII. 1967. Foto: P. Myers. (Tomada The Polar Record, Vol. 14. N° 89).

Fig. 34. Nube de cenizas y piroclásticos durante la erupción del 4. XII. 1969, en Isla Decepción. Vista desde el Bransfield. (Foto Gentileza de la Armada de Chile).



Fig. 35 Isla Yelcho en Bahía Telefón, en la costa interior de la Caldera Decepción. Se formó con la erupción del 4. XII, 1967. (Foto Gentileza de la Armada de Chile).

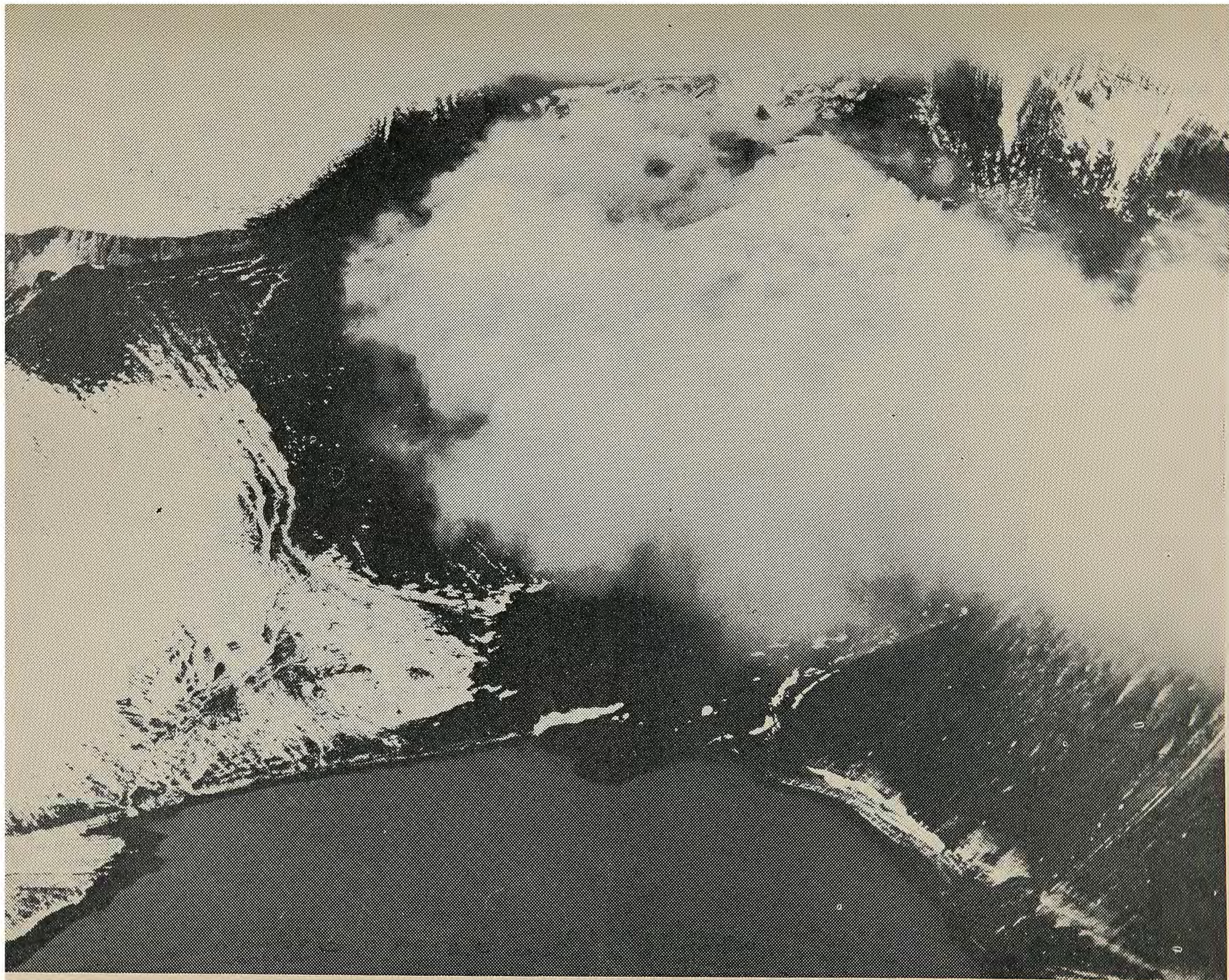


Fig. 36 Erupción del 21 de febrero de 1969 en Caleta Péndulo. Al pié, la Base Presidente Aguirre Cerda, cubierta por las efusiones de piroclásticos y lahares (Foto US. Navy, gentileza de la N. S. F.)

No menos de 29 de estos centros hicieron erupción durante el período post colapso, el cual se estima no superior a 700.000 años sobre la base de los estudios paleomagnéticos recientemente efectuados por VALENCIO et. al. (1969). Un grupo de seis centros, localizado en el bloque cercano al monte Kirkwood, habrían nacido durante las erupciones de 1842, según lo observado por WILKES, (1844), lo cual coincide con observaciones de terreno, donde existe un flujo de lavas "aa" de andesitas basáltica, y una serie de cinco conos de piroclásticos, carentes de toda erosión.

Como centros de Bahía Teléfon denominamos a las erupciones de 1967, que de acuerdo con el estudio efectuado por VALENZUELA et. al. (1968, 1970), durante la actividad volcánica ocurrida el 4 de diciembre de 1967 y después de una violenta erupción de material piroclástico de composición andesítica surgió una pequeña isla con cuatro cráteres en línea, cuyas dimensiones alcanzan 900 m. de largo, por 300 de ancho y unos 60 de alto. Sincrónicamente se habría reactivado un cráter existente en la costa noreste de Bahía Teléfon. El material piroclástico cubrió los dos tercios de la Isla con una capa de cenizas y lapillis de 50 cm. en promedio.

Se denominan centros de Caleta Péndulo a la reactivación de los centros parásitos existentes y a los nuevos cráteres formados durante la erupción del 21 de febrero de 1969. Según lo informado por BAKER et. al. (1969), se habría producido una erupción de tipo fisural a partir del cráter de Caleta Péndulo, hacia el sur, siguiendo una de las líneas de fractura de la Caldera la cual alcanza 5 km de largo y estaba permanentemente cubierta por hielo, al oeste del Monte Pond. Además, tres nuevos centros separados de la fisura tanto al norte como al sur de ella se generaron sincrónicamente. El material eyectado consistió principalmente en bombas, bloques escoriáceos, lapillis y cenizas de composición andesítica semejante a la de 1967.

Consideraciones petrograficas de lavas de Isla Decepción

Como se ha señalado, la Isla Decepción es en la actualidad el único volcán activo de las Shetland del Sur, caracterizado por una amplia variación petrográfica. La naturaleza de estas rocas que son excepcionalmente altas en soda, han sido analizadas principalmente por TYRREL (1945), BARTH y HOLMSEN (1939) y HAWKES (1961). Según este último autor, todos los grupos volcánicos de esta isla estarían compuestos por lavas y piroclásticos cuya composición varía de basalto de olivina a andesita de oligoclasa. En la etapa pre caldera, predominan los basaltos de olivina asociados a andesitas, mientras que en la etapa post caldera, las andesitas y andesitas de oligoclasa caracterizan sus efusivos.

Las rocas basálticas de la Isla Decepción son ricas en plagioclasas y su índice de color es menor que 35. En consecuencia y de acuerdo con lo postulado en la introducción del presente estudio, estas rocas serán denominadas bajo el nombre de andesitas basálticas. Por otra parte las rocas félsicas que fueron denominadas andesitas de olivina y normalmente exceden del 10% de cuarzo normativo, se denominaron dacitas en el presente estudio.

La mineralogía de las rocas volcánicas de la Isla Decepción es algo simple. Así, las andesitas basálticas están compuestas de olivina magnesiánica, augita y plagioclasa del tipo andesina-bitownita y minerales de hierro. En las andesitas predomina la plagioclasa del tipo andesina labradorita, augita, minerales de hierro, con o sin olivina e hiperstena. Las dacitas están compuestas por plagioclasa tipo oligoclasa, augita, hiperstena y minerales de hierro con o sin olivina fayalítica. Además, los minerales de

hierro se encuentran tanto en la masa fundamental como en los fenocristales.

BARTH et. al. (1939) y HAWKES (1961), han señalado que el orden de cristalización de los minerales principales es estrictamente análogo a la de cierta mezcla en el sistema $MgO-FeO-SiO_2$ (BOWEN et. al., 1935) los cuales habrían cristalizado bajo condiciones de fuerte diferenciación. También se ha informado que la piroxena de la masa fundamental de las rocas de la Isla Decepción y aun en las andesitas de hiperstena y augita, es por lo general sólo augita, aproximadamente augita pigeonítica. Con rara excepción se ha encontrado clino y ortopiroxena contenidas en vidrio andesítico, presente en las tobas de piroclásticos de la última erupción del Volcán Foster II, expuesta en el cliff de la costa oeste exterior de la isla.

Por primera vez se ha observado, en el presente estudio, que la mayor parte de la masa fundamental cristalina, aun en las rocas basálticas, contienen algunos feldespatos alcalinos (anortoclasa) y biotita, como minerales intersticiales de la etapa final de cristalización. Minerales de sílice, principalmente tridimita, aparecen en esta etapa en las andesitas félsicas y dacitas, pero no ocurre así en las andesitas basálticas.

Con respecto a la composición química de las rocas volcánicas de la Isla Decepción, se dispone de 24 análisis de los cuales seis son análisis de muestras de lavas provenientes de efusivos pertenecientes a la serie pre caldera (Tabla 11, OG 244, OG 229, OG356) y a los de la serie post caldera (Tabla 11, OG 232, OG 226 y OG 354). La composición modal de estas seis rocas están dadas en la Tabla 10.

Su composición química presenta una variación del contenido en sílice entre 49.72% a 69.01%. Los análisis 1 al 8 de la Tabla 11 que corresponden a andesitas máficas y andesitas basálticas presentan un bajo contenido en sílice; en ellas se ha calculado entre un 3 y 10% de olivina normativa, con la excepción del análisis 2, que corresponde a un basalto dolerítico y cuya presencia ha sido discutida. Esta roca no fue encontrada in situ como lo describe GOURDON (1914 a); por otra parte, la mayoría de las andesitas y dacitas son sobresaturadas y tienen sobre el 20% de cuarzo normativo.

Como lo han señalado los investigadores anteriores, una de las características principales de la composición química es ser rica en soda, lo cual se esperaba por la abundante presencia de plagioclasa sódica en el análisis modal. Sin embargo, el contenido de potasa es generalmente bajo, coincidiendo con la escasa existencia de minerales potásicos (anortoclasa y biotita) en el análisis modal. Por consiguiente, la relación K_2O/Na_2O es extraordinariamente pequeña, con rangos que varían entre 1/8 y 1/10.

T A B L A 1 0

COMPOSICION MODAL DE LAVAS DE LA ISLA DECEPCION

MUESTRA N°	OG. 232	OG 229	OG. 356	OG 244	OG 354	OG 226	
% SiO ₂	49,72	50,18	50,63	52,42	54,22	66,24	
FENOCRISTALES	Plagioclasa	2,8	7,8	—	3,2	—	4,2
	(% An)	(64-90)	(55-80)	—	(47-64)	—	(20-32)
	Olivina	1,1	1,1	—	2,2*	—	—
	(2Vx)	(88°)	(90°)	—	(85°)	—	—
	Augita	—	tr.	—	0,3	—	0,7
	(2Vz)	—	—	—	(43°-54°)	—	(53°)
	Hiperstena	—	—	—	—	—	0,5
(2Vx)	—	—	—	—	—	0,5	
Minerales de hierro	—	—	—	—	—	—	
Textura	Intersertal	Intersertal	Pilotaxit.	Intersertal	Vidrio	Vidrio fluidos	
MASA FUNDAMENTAL	Plagioclasa	56,5	52,1	61,2	59,0	Hay	Hay
	(% An)	(38-51)	(33-41)	(36-62)	(27-56)	(37-49)	(20)
	Olivina	7,1	9,8	9,6	4,1*	Hay	—
	(2Vx)	(82°)	(86°)	(83°-84°)	(83°)	(esqueletos)	—
	Augita	18,1	20,8	18,6	20,0	Hay	—
	(2Vz)	—	(42°)	(48°-49°)	(42°)	—	—
	Minerales de hierro	11,6	6,6	7,8	7,3	Hay	Hay
	Feldespató alcalino	2,1	1,5	2,4	3,2	—	—
	Biotita	0,7	0,3	0,4	0,7	—	—
Apatita Vidrio	—	—	—	—	vidrio pardo	vidrio pardo oscuro	

* Borde de reacción con clinopiroxena.

- 1.—OG. 232. Andesita basáltica de olivina casi afírica Lava post-caldera Loc. pie norte colina Cross. Bahía Teléfon.
- 2.—“Basalto dolerítico”, Isla Decepción. GOURDON (1914 a).
- 3.—OG. 229. Andesita basáltica de olivina. Lava pre-caldera. Loc. costa oeste de Isla Decepción.

- 4.—OG. 356. Andesita basáltica afírica. Lava pre-caldera. Loc. Punta Macaroni, NE de Isla Decepción.
- 5.—“Basalto de olivina”. (B. 163.1), Lava del Grupo Puerto Foster. Loc. Stone Throw Ridge. Anal., D. D. Hawkes. HAWKES (1961).
- 6.—“Basalto de olivina” (B. 103.3). Lava del Grupo Fuelles de Neptuno. Loc. cerca de la Punta Collins. Anal. D. D. HAWKES (1961).
- 7.—OG 244. Andesita basáltica de olivina. Lava pre-caldera. Loc. Caleta Péndulo, próxima a la Base Chilena PAC.
- 8.—“Basalto-Andesita”. Loc. Isla Decepción. BARTH et. al. (1959).
- 9.—“Basalto-Olivina” (B. 213.3). Lava del grupo Caleta Péndulo Loc. Lago Cráter. Isla Decepción. Anal. D. D. Hawkes. HAWKES (1961).
- 10.—“Basalto (Labradorita)”. Loc. Isla Decepción. GOURDON (1914 a).
- 11.—OG. 354. Andesita afírica. Lava post-caldera. Loc. Ladera NN. del Monte Pond.
- 12.—Andesita de augita e hiperstena. (“Bandaita”). Loc. Isla Decepción. BARTH et al (1939).
- 13.—Andesita. Loc. Isla Decepción. GOURDON (1914 a).
- 14.—OG. 226. Dacita vítrea de augita e hiperstena. Lava post-caldera. Loc. Cumbre Colina Cross, Bahía Teléfono.
- 15.—“Andesita de oligoclasa”. (B. 111.4). Lava del Grupo Caleta Péndulo. Loc. Promontorio 1 ¼ millas al WNW de la Punta Collins. Anal. D. D. Hawkes, HAWKES (1961).
- 16.—“Traquiandesita”. Loc. Isla Decepción. GOURDON (1914 a).
- 17.—“Tridimita-santorinita”. Loc. Isla Decepción. BARTH et. al. (1939).
- 18.—“Traquiandesita”. Loc. Isla Decepción. GOURDON (1914 a).
- 19.—Ceniza andesítica, Base PAC, Erupción 1967. VALENZUELA et. al (1970).
- 20.—Pómez andesítico, Playa Fumarola PAC, 1967, VALENZUELA et. al. (1970).
- 21.—Bomba volcánica andesítica, a 1 km. al este de Refugio Telefon, 1967. VALENZUELA et. al. (1970).
- 22.—(B. 276.1). Bomba Isla Yelcho, diciembre 1967. Anal. J. Wigley.
- 23.—(B. 428. 1). Bomba vítrea escoriácea. Cráter de la costa NW. Diciembre de 1967. Anal. J. Wigley, BAKER et. al. (1969).
- 24.—(B. 571.1) Bloque escoriáceo, fisura 1969 Caleta Péndulo. Anal. J. Wigley, BAKER et. al. (1969).

Actividad reciente de Isla Decepción

La actividad volcánica registrada en los últimos 140 años, desde que Kendall visitó la Isla en 1829 hasta la erupción de 1969, se puede dividir en dos fases: a) una constante, de tipo solfatárica con campos de vapor con temperaturas que fluctúan entre los 80° y 100° C, que se ha observado a lo menos en cuatro áreas, Bahía Fumarolas, Bahía Teléfono, Caleta Péndulo y Bahía Balleneros y b) actividad de tipo explosivo con aporte de material piroclástico y esporádicamente flujos de lava, se han registrado a lo menos en tres ocasiones. WILKES (1844) señaló erupciones de este tipo, las que se habrían producido en el sector del Monte Kirkwodd entre los años 1839-1842. Las erupciones del 4 de diciembre de 1967 (VALENZUELA et al, 1968-1970) y del 21 de febrero de 1969 (BAKER et al, 1969) también son de este tipo, con aporte de gran cantidad de cenizas, lapillis y bombas. La presencia de bombas en forma de husos durante la erupción de 1969, estaría indicando la existencia del flujo lávico muy próximo a la superficie.

ARTICA

18	19	20	21	22	23	24
—.—	D-1	D-7	D-15b	B.276.1	B.428.1	B.571.1
69.01	59.54	58.06	57.45	61.18	57.84	54.80
0.58	1.45	2.02	1.91	1.21	1.83	1.95
14.21	15.32	15.82	15.88	17.01	16.63	16.83
2.33	1.50	1.68	2.97	1.54	1.80	2.34
2.89	5.08	6.50	5.12	4.90	6.16	7.39
—.—	0.16	0.18	0.16	0.18	0.18	0.17
0.62	2.14	3.13	2.78	1.83	2.73	3.31
2.11	3.93	5.40	5.42	4.13	5.54	7.27
6.30	7.00	6.40	6.50	6.16	5.77	4.83
2.07	1.20	1.03	1.00	1.21	0.97	0.65
0.12	0.44	0.40	0.46	0.34	0.28	0.30
	1.98	1.00	0.54	0.12	0.18	0.11
0.09	0.24	0.08	0.08	0.00	0.02	0.06
—.—	—.—	—.—	—.—	—.—	—.—	—.—
100.23	99.98	100.50	100.27	99.81	99.93	100.01
19.31						
12.23						
53.31						
4.39						
2.24						
1.54						
2.52						
—.—						
—.—						
3.23						
1.10						
0.26						
0.06						
—.—						
100.22						
10.9						

VI.—ISLA BRABANTE

FISIOGRAFIA

Aunque esta isla no pertenece al archipiélago de las Shetland del Sur, se le incluye en este estudio del volcanismo Cenozoico Superior de dichas islas, por el significado petrológico que tiene uno de sus efusivos lávicos probablemente pleistocénicos (?), el cual podría representar la fase líquida del magma parental basáltico olivínico de esta región septentrional de la Antártica.

Isla Brabante es una de las más grandes del archipiélago de Palmer, el que a su vez se extiende al sur del estrecho de Bransfield y se encuentra separada de la Península Antártica por el estrecho de Gerlache. Esta isla se localiza en los 64° 17' Lat. Sur y 62° 20' Long. W y tiene una longitud aproximada de 57 km. por un ancho de 22 km. (fig. 37). Se caracteriza por su morfología montañosa, ausencia de costas y abruptos acantilados; su superficie está cubierta por glaciares en más de un 90%, su cumbre más alta la constituye el Monte Parry de 2.522 m. el cual correspondería a una estructura volcánica pleistocénica (?), cuyos flujos lávicos se extenderían hasta las costas orientales frente al islote Jenie, en la región del Gerlache.

Observaciones geológicas

Debido a las dificultades de acceso a Isla Brabante, ella fue sobrevolada en helicóptero a lo largo de su costa sureste, lográndose descender en la costa del islote Jenie, frente al acantilado sureste. Aquí se puede observar la existencia de un complejo de rocas estratificadas, plegadas y erosionadas sobre las cuales se apoyan discordantemente flujos lávicos. Dichas lavas, de probable edad pleistocena, provendría de un centro efusivo situado en el monte Parry y alcanzarían hasta la costa este de la isla Brabante se obtuvo una muestra petrográfica que corresponde a un basalto de olivina casi afírico; su composición química y modal se da en las Tablas 12 y 13.

La lava basáltica de olivina (OG. 344), es gris oscura, ligeramente porosa y casi afírica. Microscópicamente se han encontrado en la masa fundamental hialopilitica, pequeñas cantidades de microfenocristales de olivina euhedral ($n_{\alpha} = 1.662$, Fa 14) y plagioclasa (An 45 — An 72). La masa fundamental está compuesta a su vez por abundantes plagioclasas (An 36 — An 60): olivina euhedral ($2V_x = 80^{\circ}$ — 87° ; Fa 20—35) y vidrio café oscuro que contiene pequeñísimos esqueletos de cristales de minerales de hierro y clinopiroxenas. También se han encontrado ceolitas en las vesículas.

En su carácter químico esta roca es débilmente saturada en sílice, alúmina, escasa potasa y débil en el contenido $FeO + Fe_2O_3$, MgO y K_2O Na_2O . Desafortunadamente no es posible observar la evolución completa de los procesos de enfriamiento de esta roca, debido a su débil cristalización. Sin embargo, cabe señalar que esta roca podría representar la composición de la fase líquida del magma parental basáltico olivínico, dado que este basalto es el más máfico de los basaltos de olivina afíricos pertenecientes a las rocas volcánicas del Cenozoico Superior en esta región.

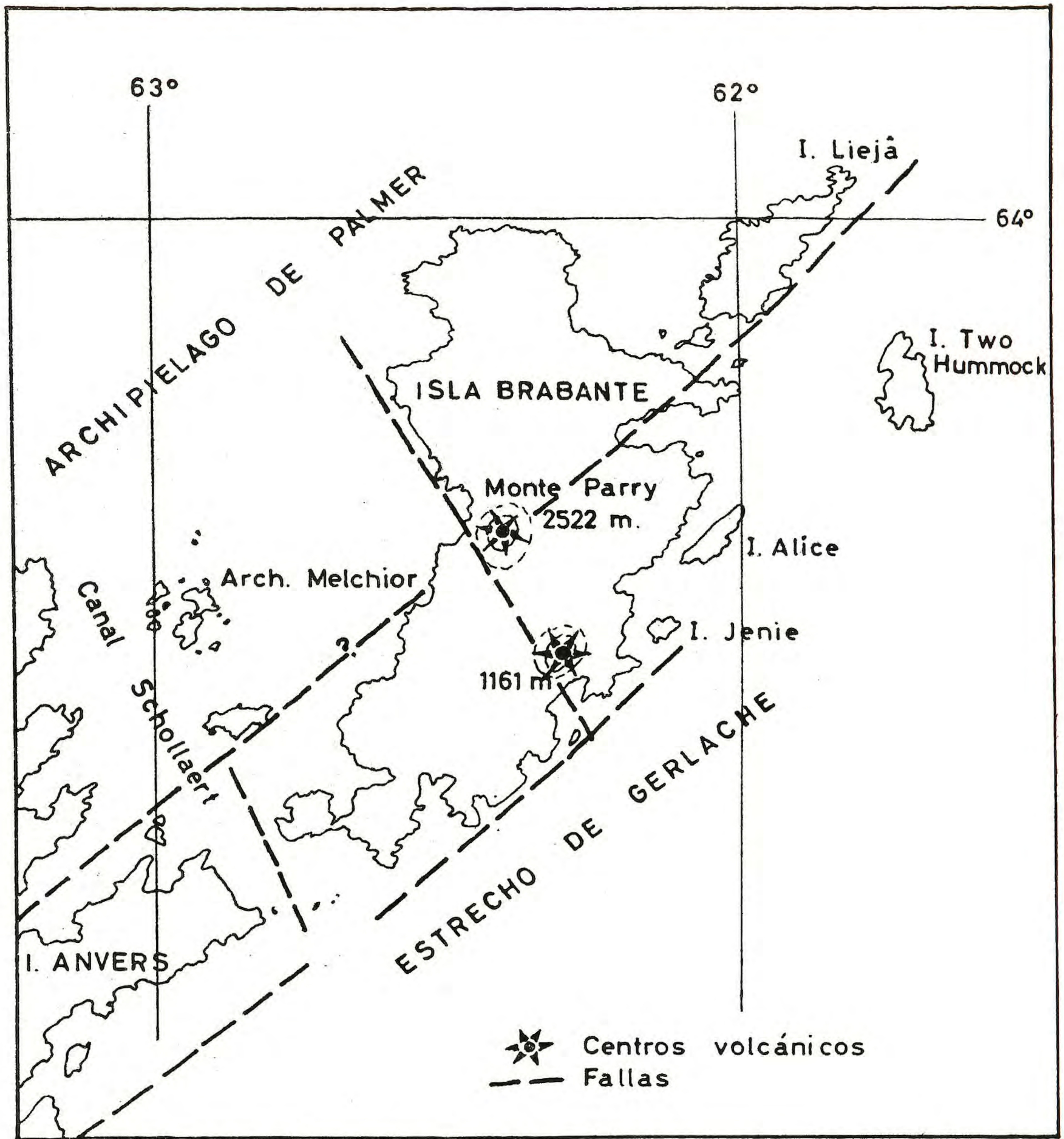


Fig. 37. Centros volcánicos plio-pleistocenos de la Isla Brabante. Archipiélago de Palmer.

TABLA 12

COMPOSICION MODAL DE UNA LAVA DE ISLA BRABANTE

		OG. 344
Microfenocristales	Olivina	9.6
	Plagioclasa	2.3
Masa Fundamental	Plagioclasa	49.7
	Olivina	9.4
	Vidrio café incluyendo esqueletos de cristales de miner. de hierro y clinopiroxena.	29.0

TABLA 13

ANALISIS QUIMICO* Y NORMA DE UNA LAVA DE ISLA BRABANTE

	OG. 344	Norma	C. I. P. W.
SiO ₂	48.25	Q	—
TiO ₂	1.65	Or	2.30
Al ₂ O ₃	17.04	Ab	28.26
Fe ₂ O ₃	2.66	An	30.37
FeO	7.71	Wo	8.27
MnO	0.18	En	5.65
MgO	7.22	Fs	2.97
CaO	10.55	Fo	8.64
Na ₂ O	3.34	Fa	5.09
K ₂ O	0.39	Mt	3.86
P ₂ O ₅	0.37	Il	3.13
H ₂ O (+)	0.20	Ap	0.81
H ₂ O (-)	0.24	H ₂ O	0.44
TOTAL	99.80	TOTAL	99.79
		Indice de color	38.4

OG. 344. Basalto de olivina, lava de la costa este de Isla Brabante.

Para el análisis químico, fue removida la ceolita existente en las drusas.

(*) Analista: J. Villalobos.

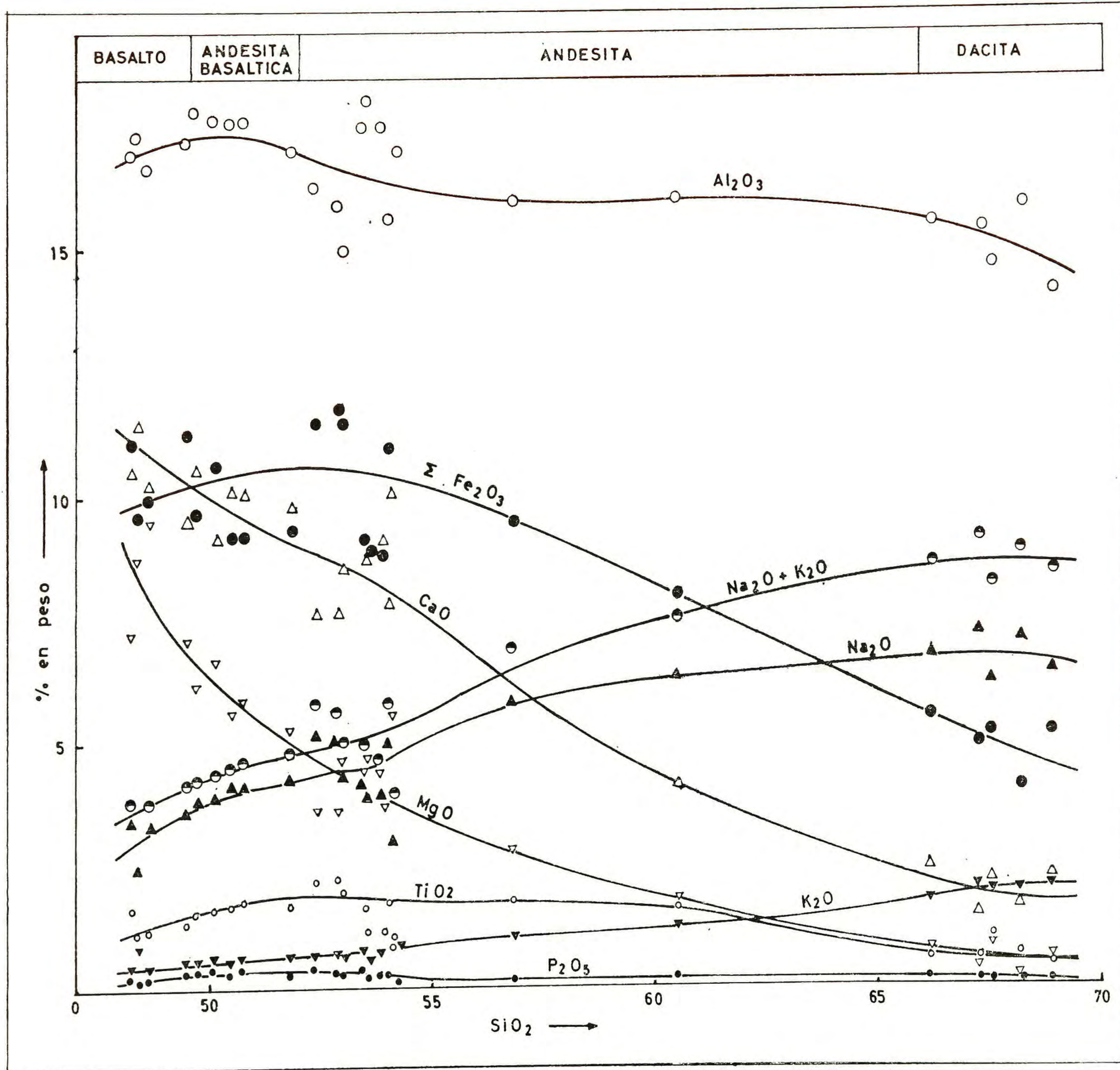


Fig. 38. Diagrama de variación de óxidos de rocas volcánicas del Cenozoico superior Shetland del Sur.

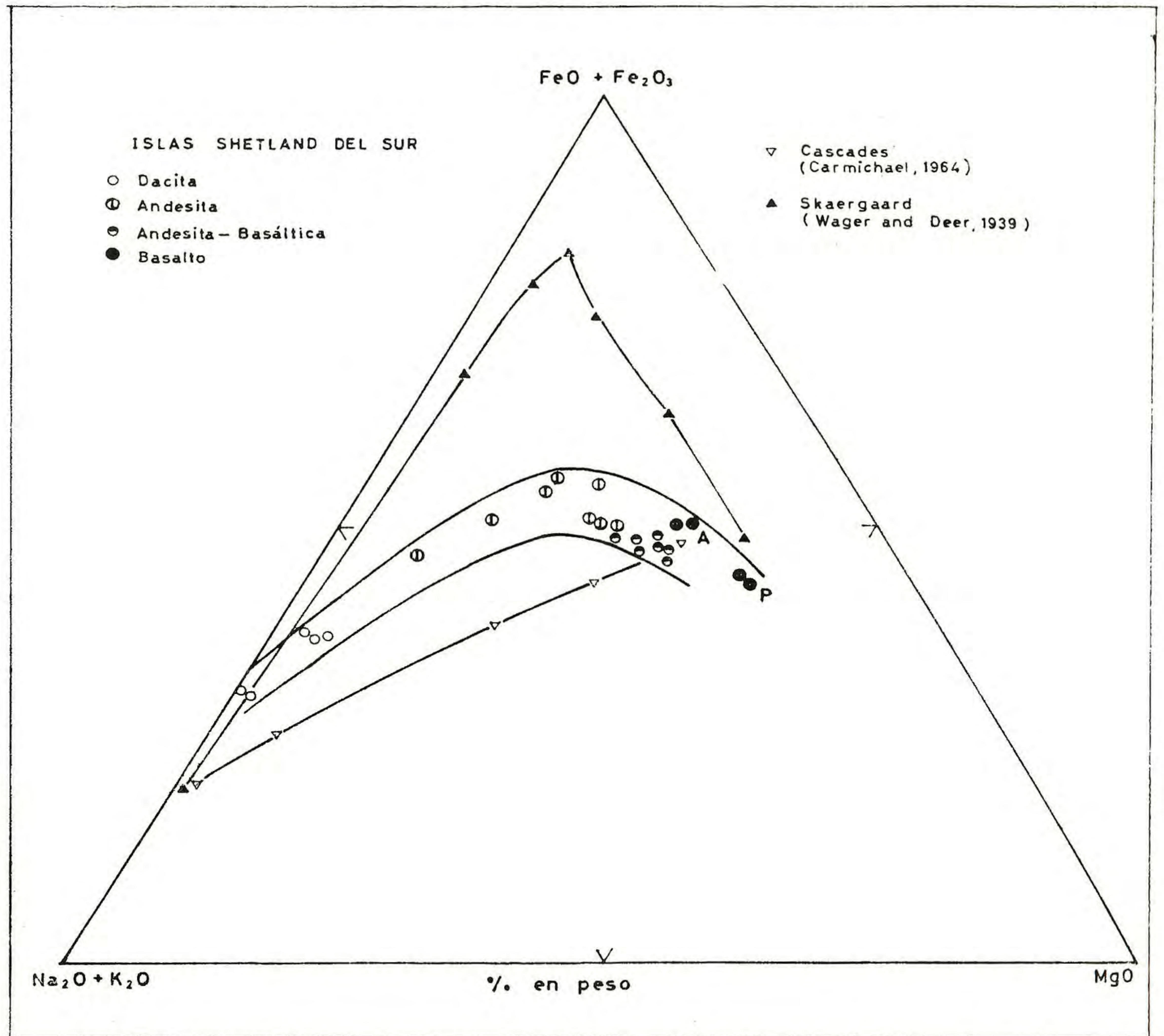


Fig. 39. Diagrama MgO — FeO + Fe₂O₃ — Na₂O + K₂O de las rocas del Cenozoico Sup. de las Islas Shetland del Sur.

A: Basalto de olivina afírico de Isla Brabante.

P: Basalto de olivina y augita (rico en fenocristales de olivina) de la isla Penguín.

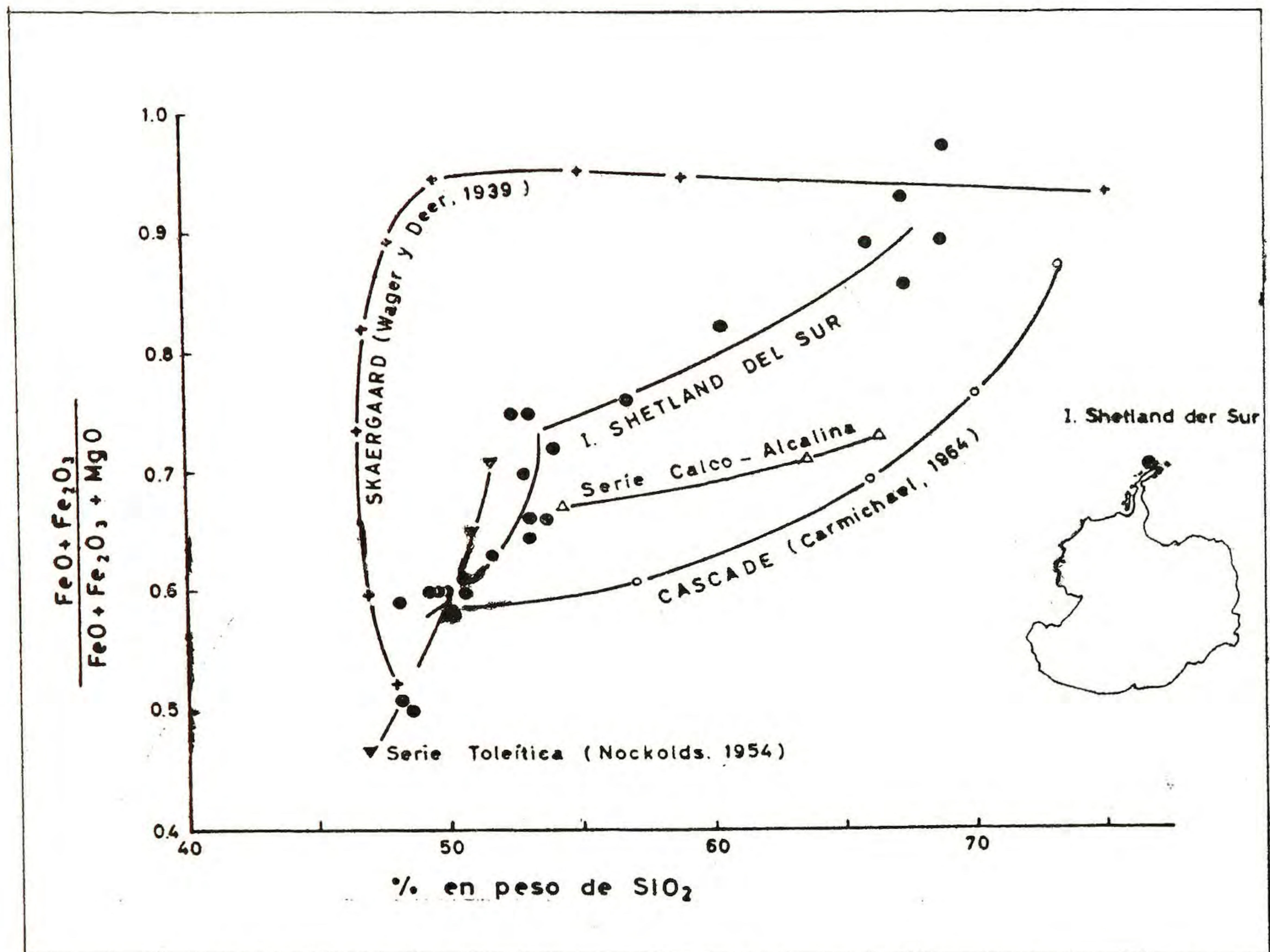


Fig. 40. Diagrama $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ — SiO_2 de las rocas volcánicas del Cenozoico Sup. de las Shetland del Sur.

Al_2O_3 como queda demostrado al proyectarlas sobre diagramas de KUNO (1960, 1968) en el cual ocupan el área de los basaltos aluminosos (High Alumina Basalt) de las figuras 43 y 44.

Resumiendo, se puede concluir que las rocas volcánicas de edad miocena superior a reciente de las Islas Shetland del Sur, probablemente derivan en su mayoría de un magma basáltico aluminoso rico en soda, cuya composición habría sido similar a la del basalto de olivina de la Isla Brabante.

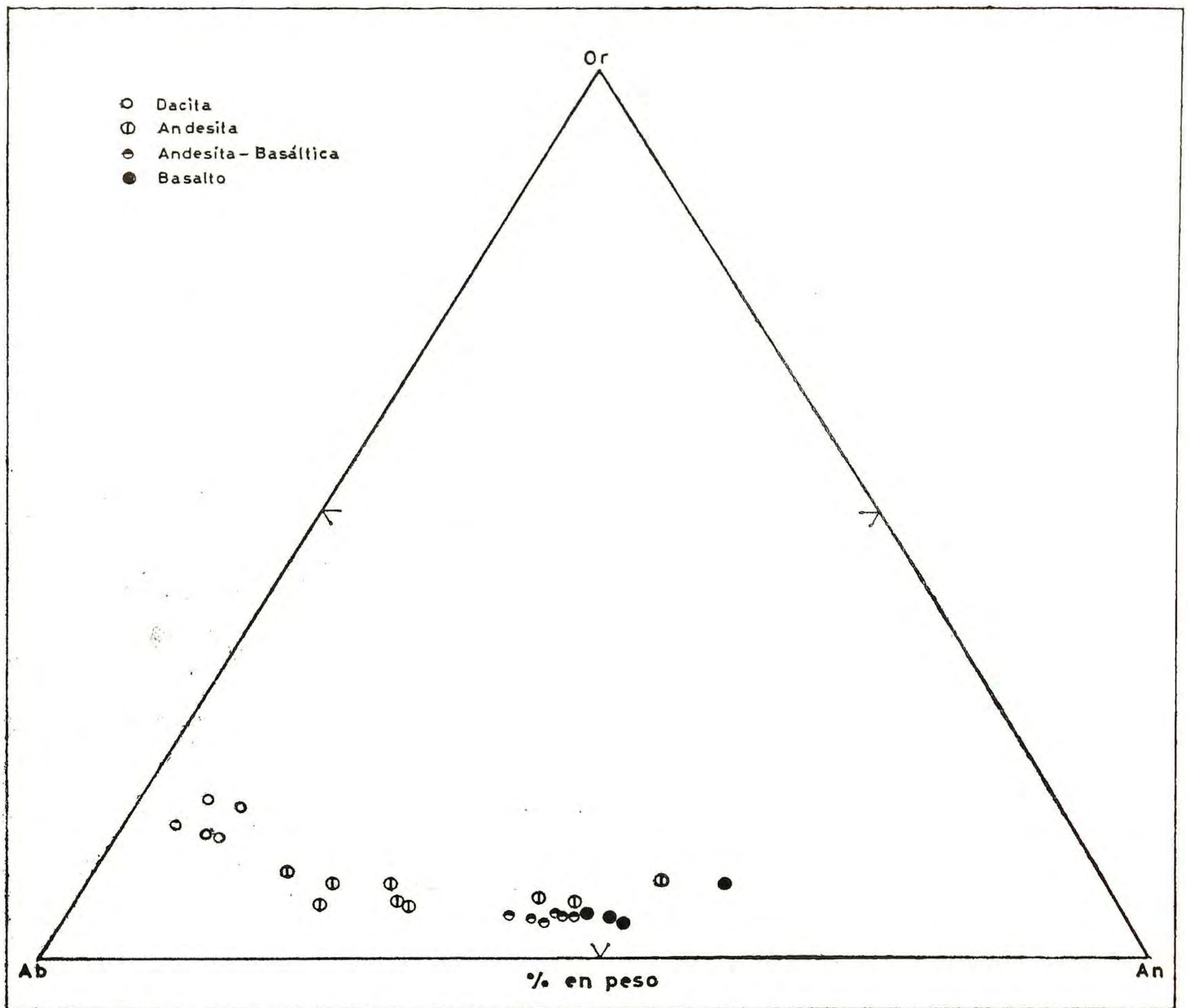


Fig. 41. Diagrama de los feldspatos de las rocas volcánicas del Cenozoico Sup. de las Islas Sheland del Sur.

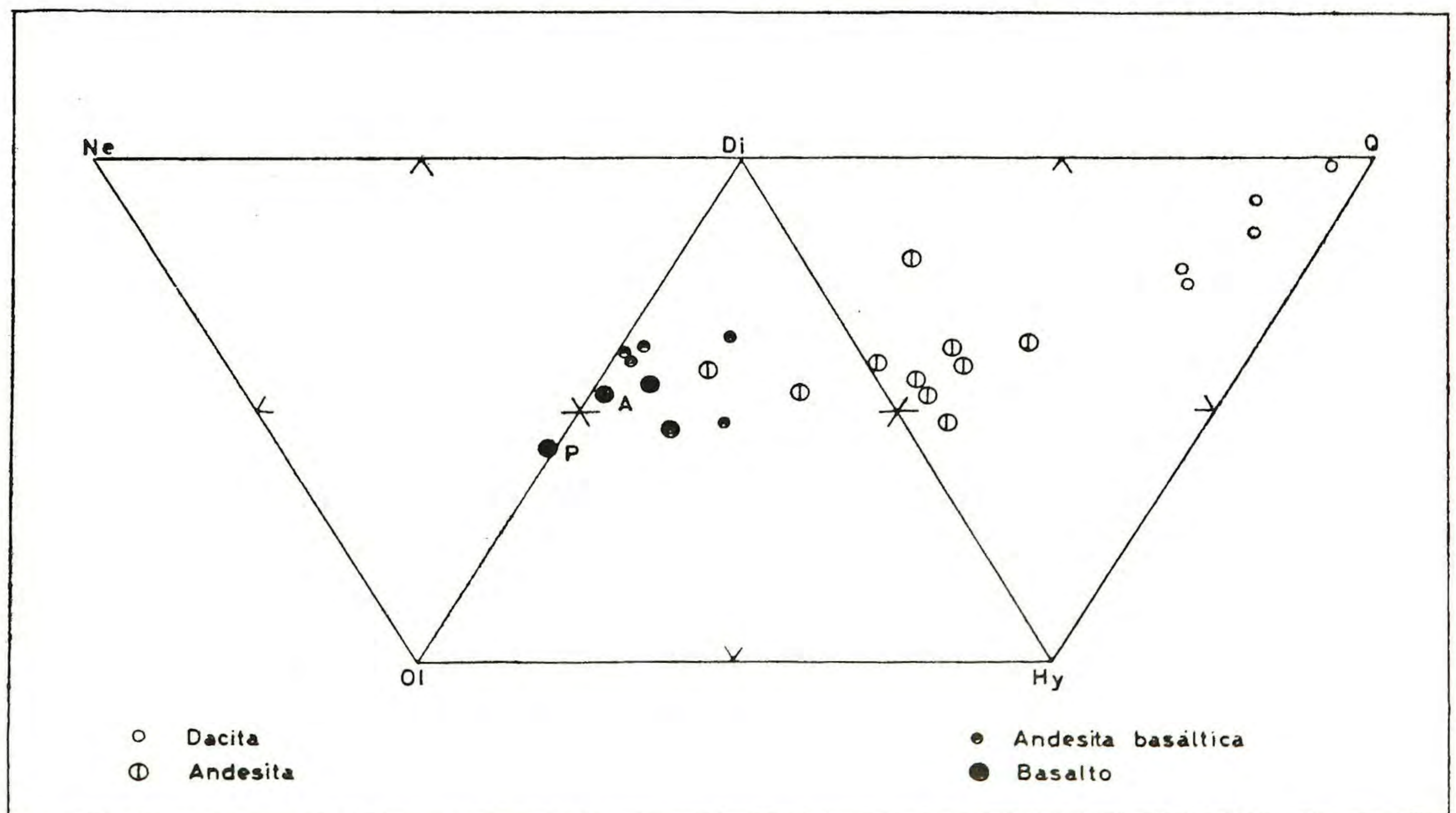


Fig. 42. Diagrama normativo Diopsido-Olivina-Hiperstena-Nefelina-Cuarzo de las rocas volcánicas del Cenozoico Superior de las Islas Shetland del Sur.
 A: Basalto de olivina afírico de la Isla Brabante.
 P: Basalto de olivina y augita (rico en fenocristales de olivina), de la Isla Penguin.

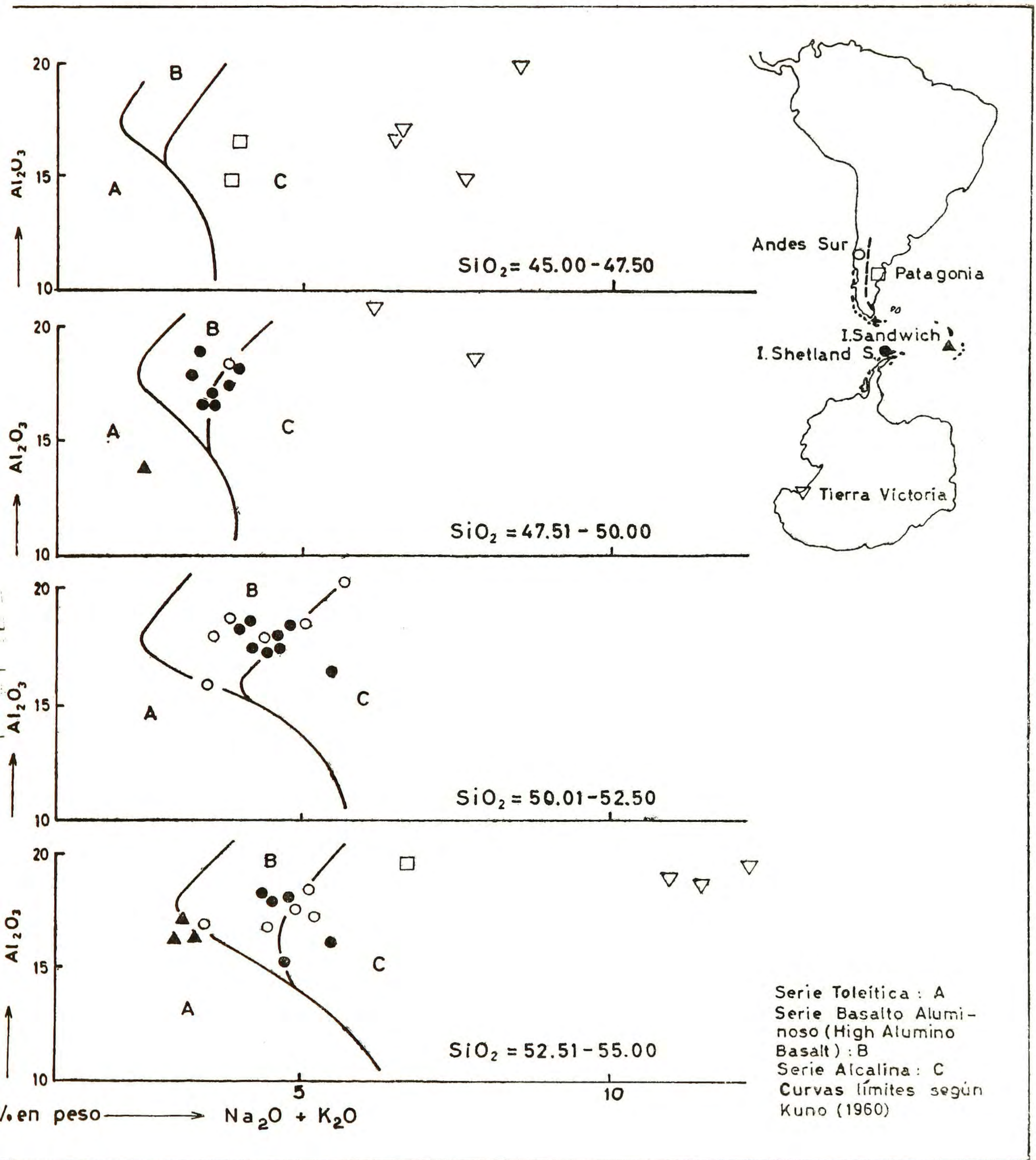


Fig. 43. Relación álcalis total — Al_2O_3 — SiO_2 .

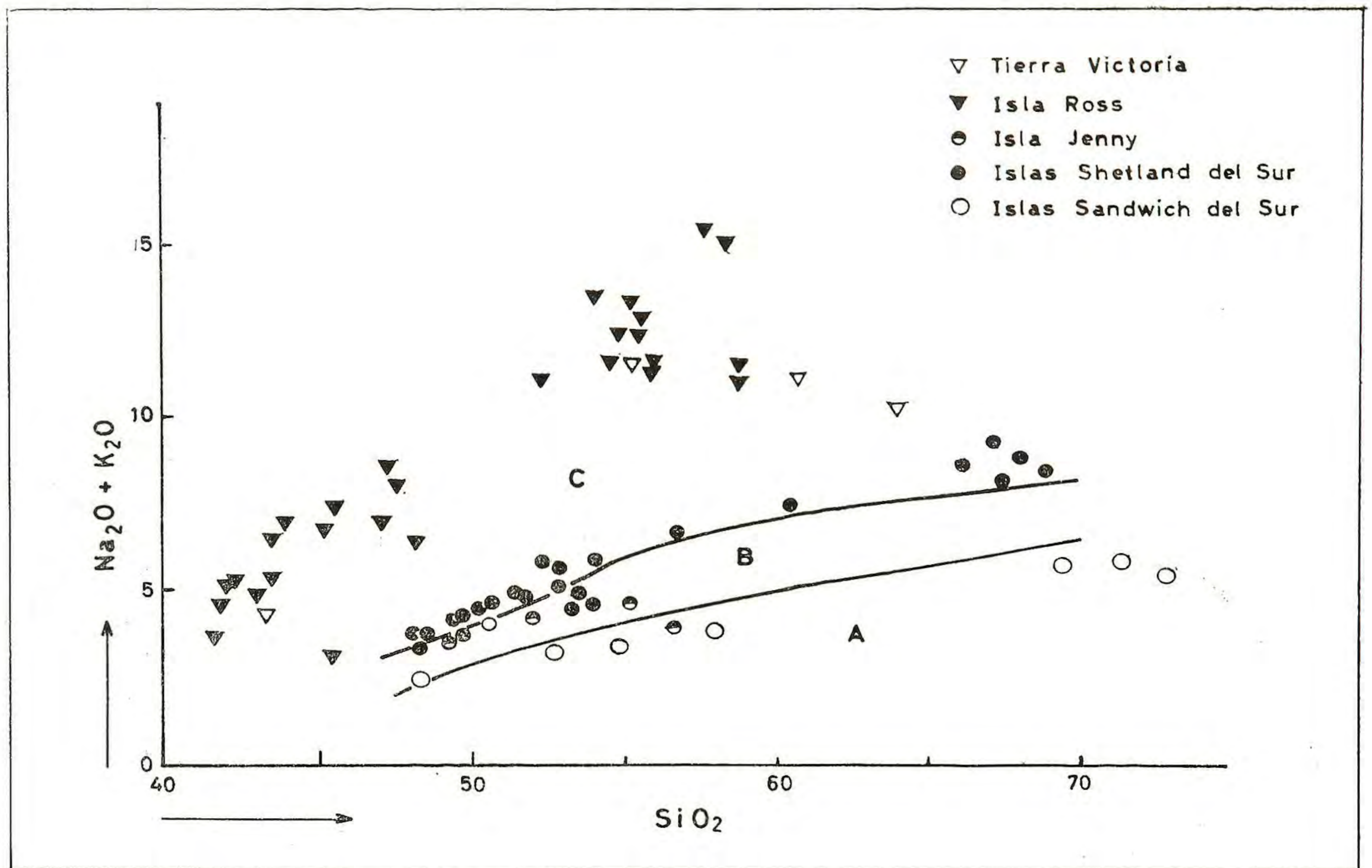


Fig. 44. Diagrama que muestra la relación alcalis total-Sílice. Las curvas limitan el campo de la Serie Toleítica (A), Serie Basaltos Aluminosos (B) y Serie Alcalina (C) según Kuno (1966).

REFERENCIAS

- ADIE, R. J., 1957, Geological Investigations in the Falkland Islands Dependencies before 1940. *Polar Rec.*, 8 N° 57, p. 502-513.
- , 1964 a, Sea Level changes in the Scotia Arc and Graham Land. *Antarctic Geology*, Amsterdam, p. 27-32.
- , 1964 b, Stratigraphic correlation in West Antarctica. *Antarctic Geology*, Amsterdam, p. 307-313.
- ANDERSON, J. G., 1906, On the Geology of Graham Land. *Bull. Geol. Instn. Univ. Upsala* 7, p. 19-71.
- ARAYA, R., y HERVE, F., 1966, Estudio geomorfológico y geológico en las islas Shetland del Sur, Antártica. Instituto Antártico Chileno, Publicación N° 8, p. 1-76.
- ARMADA DE CHILE, 1961, Carta 1400. Isla Elefante - Isla Trinidad. Escala: 1 : 500.000. Valparaíso.
- , 1962, Derrotero de la Costa de Chile. Territorio Antártico. Vol VI. Publ. 3, p. 1-267.
- BAKER P. E., T. G. DAVIES and M. J. ROOBOL, 1969, Volcanic Activity at Deception Island in 1967 and 1969. *Nature*, Vol. 8, p. 553-560.
- BARTH, T. F. W., and P. HOLMSEN, 1939, Rocks from the Antarctandes and the Southern Antilles. *Sci. Result of Norwegian Ant. Exp., 1927-28*, N° 18. Det. Norske Vid-Akad. i Oslo, 7-64.
- BARTON, C. M., 1963, The significance of two separate Tertiary plant assemblages from King George Island, South Shetland Islands. *Polar Rec.*, II, p. 784-785 (Abs.).
- , 1964, Significance of the Tertiary fossil floras of King George Islands, South Shetland Islands. *Antarctic Geology*, Amsterdam, p. 603-608.
- , 1965, The geology of the South Shetland Islands. III. The stratigraphy of King George Island. *B.A.S. Sci. Rep.* 44, p. 1-33.
- BERNINGHAUSEN, W. H., and NEUMAN van PADANG, 1960, Catalogue of the

- active volcanoes of the world including solfatara fields. Part X, Antarctica. I.V.A., Observatorio Vesuviano, Napoli, p. 1-32.
- BOWEN, N. L. y SCHAIRER, J. F., 1935, The system MgO-FeO-SiO₂. Am. Jour. Sci., 5th ser., 29, p. 151-217.
- CABALLERO, M. A., y FOURCADE, N. H., 1957, Observaciones geológicas en Caleta Copper Mine. Univ. N. de Córdoba, Revista de la F.C.E.F. y N. Año XIX, N° 3-4, p. 1-35.
- CARMICHAEL I. S. E. 1964, The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. J. Petrology, 5, p. 435-460.
- CASERTANO, L., 1963, Volcanic Activity at Deception Island. Polar Rec. II (75), 749. SCAR Bull. N° 15, p. 253. Sept. 1963.
- CHARCOT, J., 1910, Le voyage du "purquoi Pas" dans l'Antarctique. París.
- DALY, R. A. 1914, Igneous rocks and their origin. Mc. Graw Hill Pub. Co., New York, p. 1-399.
- DIAZ, H. y TERRUGI, M. E., 1956, Contribución a la geología de la Antártica Occidental: II Descripción geología y petrografía de algunas localidades de la Antártica Occidental. Inst. Ant. Argentino, Publi. 2, p. 77-152.
- FERGUSON, DAVID., 1921, Geological Observations in the South Shetland, the Palmer Archipiélago, and Graham Land, Antártica. Trans. of the Royal Society of Edinburgh, Vol., LIII., Part I, N° 3, p. 29-28.
- FOURCADE, N. H., 1960, Estudio geológico-petrográfico de Caleta Potter, Isla 25 de Mayo, Islas Shetland del Sur. Inst. Ant. Argentino, Pub. 9.
- GOURDON, E., 1912, Note sur les régions explorées dans l'Antarctique par las deux missions Charcot. C. R. XI. Congr. Géol. Int., p. 815.
- , 1914 a, Sur la constitution minéralogique des Shetland du Sud (Ile Deception). Acad. Sci. París. Compt. Rend. 158, p. 583-586.
- , 1914 b, Sur la constitution minéralogique des Shetland du Sud. Acad. Sci. París. Compt. Rend., 158, p. 1905-1907.
- HAWKES, D. D., 1961 a, The Geology of the South Shetland Islands II. The Geology and Petrology of Deception Island. Falkland Is. Depend. Surv, Sci. Report N° 27, p. 1-43.
- HAWKES, D. D., 1961 b, The geology of the South Shetland Islands: I. The petrology of King Georges Island, F.I.D. Surv. Sci. Report 28, p. 1-28.
- HOLTEDAHL, O., 1929, On the geology and physiography of some antarctic and Subantarctic Islands. Results Norwegian Antarct. Exp. 1927-1928. Vol. 1, Oslo, p. 98-99.
- KENDALL, E. N., 1831, An account of the island of Deception, one of the New Shetland Isles. J. R. Geogr. Soc., Vol. 1, pág. 62-66.
- KUNO, H., 1954, Volcanoes and volcanic rocks. Iwanami. Tokyo.
- , 1960, High alumina basalt. Jour. Petrology 1, p. 121-145.
- , 1968, Differentiation of Basalt Magmas in Basalts: The Poldervaart. Treatise on Rocks of Basaltic Composition Edited by H. Hessrand and the A. Poldervaart. Vol. 2, p. 623-688.
- LANDGREBE, G., 1855, Naturgeschichte der Vulcane. Bd. 1 Gotha, p. 232-233.
- MUELLER, G., 1964, Some notes on mineralization in Antarctica. Antarctic Geology, Amsterdam, p. 393-394.
- NORDENSKJOLD, O., 1913, Antarktis, in Handbuch der Regionales Geologie, ed. G. Steimann and O. Wilchens, Bd. 8, Abt. 6, Heft. 15, p. 28.
- OLSACHER, J., 1956, Observaciones en Puerto Paraíso, Península Antártica. Universidad N. de Córdoba. Revista de la F.C.E.F. y N., Año XVIII. N° 1-2, p. 2-8.
- , 1957, Observaciones Geológicas en Caleta Armonía, Isla Nelson. Univ. N. de Córdoba. Revista de la F.C.E.F. y N., Año XIX. N° 1-2-, p. 1-25.
- , 1959, Observaciones geológicas en Caleta Armonía, Isla Nelson. Contribución del Instituto Antártico Argentino. N° 20.
- OSBORN, E. F., 1959, Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. Jour. Sci, 257, p. 609-647.

- SCHAUER, O. C., and FOURCADE, N. H., 1964, Geological-petrographical study of the western end of 25 de mayo Island (King George Island). South Shetland Islands. *Antarctic Geology*, Amsterdam, p. 487-491.
- TYRRELL, G. W., 1921, A contribution to the petrography of the South Shetland Islands, the Palmer Archipelago, and Danco Land Coast, Graham Land, Antarctica. *Trans. Roy Soc. Edinburgh*, 53, N° 4, p. 57-79.
- , 1945, Report on rocks from west Antarctica and the Scotia Arc. *Discovery Reports*, Vol. XXIII, p. 37-102.
- U. S. NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE, 1943, Sailing directions for Antarctica. H. O. Washington, 138, p. 88.
- VALENCIO D. y N. H. FOURCADE, 1969. Estudio Paleomagnético y petrográfico de algunas formaciones cenozoicas de las Islas Shetland del Sur. *Contribución del Inst. Argentino*, N° 125, p. 1-25.
- VALENZUELA, E., CHAVEZ, L., y MUNIZAGA, F., 1968, Informe preliminar sobre la erupción de la Isla Decepción ocurrida en diciembre de 1967. *Instituto Antártico Chileno, Boletín* N° 3, p. 3-14.
- , 1970, Actividad volcánica en Isla Decepción, Antártica 1967. *Instituto Antártico Chileno, Ser. Cient. Vol. I*, N° 1, p. 25-40.
- WAGER, L. R., and DEER, W. A., 1939, Geological investigations in East Greenland: Part 3, The Petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlussuaq East Greenland. *Meddl. on Greenland*, 105, p. 1-352.
- WILKES, CH., 1844, Narrative of the U. S. Exploring Expedition. Vol. I, Philadelphia, p. 136.
- WILLIAMS, H., TURNER, f, and GILBERT, Ch., 1958, *Petrography*. W. H. Freeman and Company, San Francisco, p. 406.
- YODER, H. S., and TILIEY, C. E., 1962, Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrology*, 3, p. 342-532.

Recibido en Agosto de 1970