

ESTRATIGRAFIA Y PETROGRAFIA DE LA FORMACION HARDY  
EN BAHIA SCOURFIELD, ISLA WOLLASTON,  
MAGALLANES, CHILE \*

PABLO URIBE C. \*\*

SUMARIO

En la bahía Scourfield, situada en la parte sud-oriental de la isla Wollaston, en el archipiélago del Cabo de Hornos, se describe una secuencia de 294 m de espesor, constituida por brechas y tobas de lapilli volcánoclasticas, con intercalaciones de lavas basálticas almohadilladas.

Esta secuencia corresponde a parte de la formación Hardy, de edad Jurásico superior-Cretácico inferior. Las características sedimentarias y las estructuras volcánicas indican una depositación en un ambiente acuoso de rápida acumulación después de un corto transporte, que concuerda con la interpretación hecha por otros autores anteriormente, del origen de esta formación en el margen de un arco de islas volcánico.

Las rocas descritas presentan asociaciones mineralógicas que muestran el efecto de metamorfismo regional de bajo grado, con la sobreimposición del efecto de metamorfismo y en parte metasomatismo de contacto, asociado a la intrusión de rocas tonalíticas asignadas al Batolito Patagónico.

ABSTRACT

At Scourfield bay, in the south-eastern part of Wollaston island, in the Cabo de Hornos archipelago crops out a stratigraphic sequence composed mainly of volcanoclastic breccias and lapilli tuffs, with intercalations of basaltic pillow-lavas.

These rocks represent part of the Hardy formation, of Upper Jurassic-Early Cretaceous age. Sedimentary features and volcanic structures suggest a fast deposition after a short underwater transport. This fits an earlier interpretation of a volcanic island arc origin for this formation.

Contact metamorphism mineralogic assemblages and slight metasomatism effects related to a tonalite intrusion of the Patagonian Batholith overprint a low grade regional metamorphism.

INTRODUCCION

Las rocas volcánicas que se encuentran expuestas en el archipiélago del Cabo de Hornos, corresponden a la prolongación de los afloramientos de las rocas volcáni-

\* Aceptado para su publicación en diciembre de 1980.

\*\* Sección Geología, Departamento de Historia y Geografía, Instituto de la Patagonia, Casilla 102-D, Punta Arenas, Magallanes, Chile.

cas, principalmente piroclásticas, de la formación Hardy (Suárez y Pettigrew, 1976) (Fig. 1). Esta formación ha sido interpretada por varios autores (Dalziel, *et al.* 1974; Suárez y Pettigrew, 1976) como la asociación de arco de islas de un sistema de arco de islas-cuenca marginal, formado en el extremo suroccidental de Sudamérica durante el Jurásico superior-Cretácico inferior y relacionada con una zona de subducción hacia el este (Katz, 1973; Dalziel *et al.* 1974).

El actual Batolito Patagónico, con edades radiométricas en el rango de 150 a 19 millones de años (Halpern, 1973) representaría las raíces del volcanismo del arco de islas, de carácter calcoalcalino (Dalziel, 1974; Dalziel, *et al.* 1974; Suárez y Pettigrew, 1976; Suárez, 1977).

Este artículo presenta el análisis de los datos de terreno y muestras petrográfi-

cas obtenidas durante la expedición multidisciplinaria realizada por el Instituto de la Patagonia al archipiélago del Cabo de Hornos entre febrero y marzo de 1980.

Gracias a la información obtenida, es posible aportar nuevos antecedentes para caracterizar la litología, petrografía, estratigrafía y determinar las probables condiciones de depositación de las rocas asignadas a la formación Hardy en isla Wollaston.

## LA FORMACION HARDY

La formación Hardy, tal como ha sido tipificada y descrita por Suárez y Pettigrew (1976) y Suárez (1978, 1979), está expuesta en el cerro Centinela, entre las bahías Orange y Schapenham, en la parte oriental de la península Hardy, isla Hos-

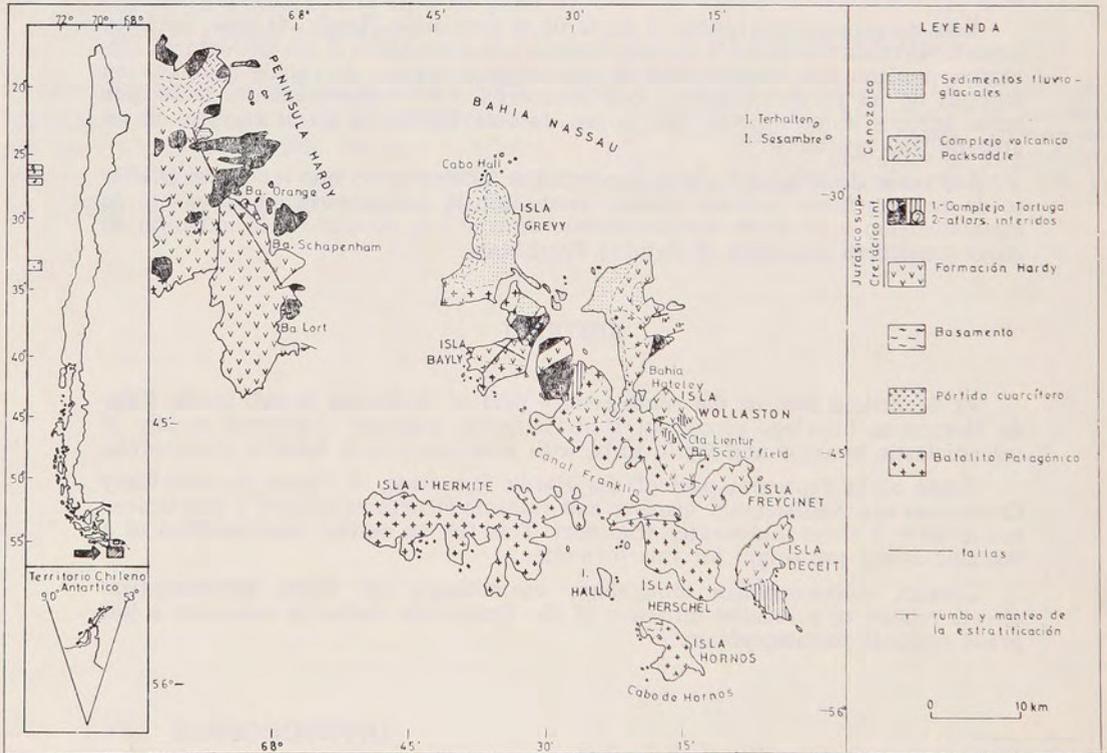


Fig. 1 — Mapa geológico regional y de ubicación (Modificado de Suárez, 1978). Las edades que no aparecen en la leyenda correspondientes a Basamento, Pórfido cuarífero y Batolito Patagónico, son respectivamente: pre-jurásico, post-cretácico inferior y jurásico a cretácico inferior.

te. (Fig. 1). En conjunto, con otros afloramientos de la región, incluye unos 1300 m de espesor de rocas estratificadas volcánoclasticas, con intercalaciones de lava de composición riolítica a basáltica. Estas rocas han sido parcialmente recrystalizadas y metamorfizadas hasta las facies de

prehnita-pumpellita y ceolita (Suárez, 1979).

Parte de las rocas son anteriores a las lavas almohadilladas, doleritas y gabros del complejo Tortuga, definido en el cerro del mismo nombre, isla Navarino. Se ha determinado que las rocas de la for-

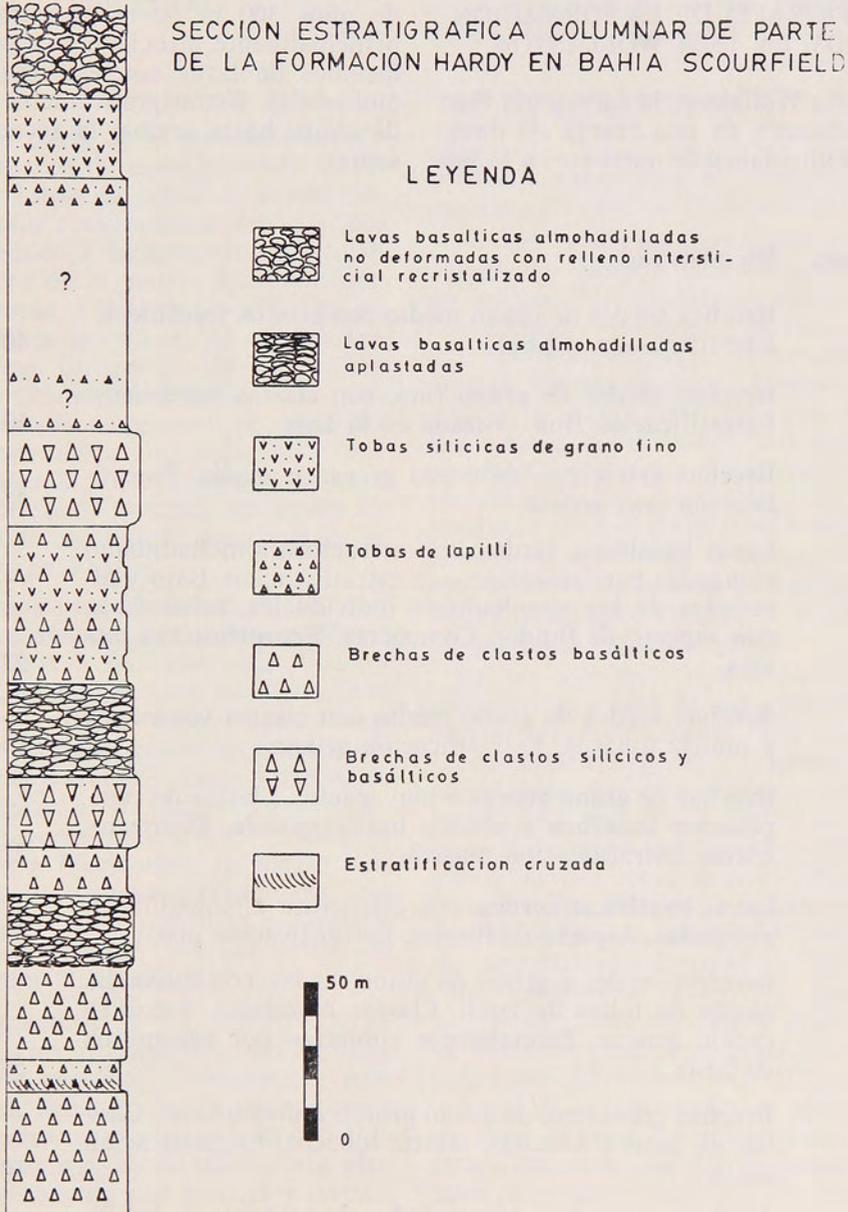


Fig. 2

mación Yahgán, que sobreyacen al complejo Tortuga se encuentran sobre, y probablemente engranan lateralmente, con las rocas de la formación Hardy. En consecuencia, la edad que Suárez (1978) ha obtenido para la formación Hardy indicaría que el volcanismo comenzó antes del Jurásico superior y que habría continuado durante el Cretácico inferior.

#### ESTRATIGRAFIA DE LA FORMACION HARDY EN ISLA WOLLASTON

En la isla Wollaston, la formación Hardy se encuentra en una franja de dirección aproximadamente norte-sur, a lo lar-

go del borde oriental de la isla. La estructura general que presenta es la de un amplio pliegue antiformal, con eje de dirección aproximadamente N 60° O, cuyo flanco sur, con un manteo de unos 22° al suroeste, aparece cortado por un valle formado por erosión glacial que da forma a la caleta Lientur, al fondo de la bahía Scourfield. (Fig. 1).

Esta morfología permite la exposición de unos 300 m de rocas estratificadas, principalmente piroclásticas, con intercalaciones de lavas con estructura de almohadillas. Estratigráficamente (Fig. 2), de abajo hacia arriba, la secuencia presenta:

Base: No observada

Brechas verdes de grano medio con clastos volcánicos. Estratificación media.	40 m
Brechas verdes de grano fino, con clastos volcánicos. Estratificación fina, cruzada en la base.	10 m
Brechas gris claro, de grano grueso a medio. Estratificación muy gruesa.	30 m
Lavas basálticas verdes, con estructura almohadillada, elongadas paralelamente a la estratificación. Bajo y alrededor de los almohadones individuales, tobas finas con aspecto de fluidez. Compactas. Estratificación masiva.	22 m
Brechas verdes de grano medio con clastos volcánicos y matriz tobácea. Estratificación gruesa.	15 m
Brechas de grano grueso a muy grueso. Clastos de composición basáltica y silícica indiferenciada. Matriz tobácea. Estratificación masiva.	22 m
Lavas basálticas verdes, con estructura almohadillada, elongadas. Aspecto de fluidez. Estratificación masiva.	30 m
Brechas verdes a grises de grano medio, con intercalaciones de tobas de lapili. Clastos basálticos. Estratificación gruesa. Parcialmente cubiertas por escombros de falda.	50 m
Brechas gris claro, de grano grueso a muy grueso. Clastos de lavas y brechas. Matriz tobácea. Estratificación masiva.	30 m
Afloramientos esporádicos de brechas y tobas de lapilli de hasta 2 a 3 m de espesor, parcialmente cubiertos por escombros de falda.	80 m

Toba gris oscuro, de grano fino. Estratificación masiva. 25 m

Lavas verdes, basálticas, con estructura almohadillada, no deformadas, con relleno intersticial de cristales de calcita, granate y epidota. 20 m

Techo: Superficie de erosión actual.

## LITOLOGIA

### 1.— *Piroclásticos*

La mayor parte de la secuencia corresponde a brechas de granulometría media a gruesa y tobas de lapilli de colores de meteorización comúnmente verde a gris verdoso, debido a la generalizada alteración clorítica de la matriz. La estratificación es gruesa y masiva, excepto en las intercalaciones de tobas, de granulometría más fina. En uno de los afloramientos de este último tipo se observa estratificación cruzada compuesta de varios niveles de estratificación inclinada (*foresets*) de unos 30 cm de espesor, cortados por estratificación normal, en forma repetida en un conjunto de unos 5 m de espesor (Lámina I-a).

Los clastos constituyentes de las brechas y tobas son casi exclusivamente fragmentos líticos volcánicos, afaníticos y porfídicos, de composición basáltica. Otro constituyente clástico corresponde a fragmentos de cristales, que se encuentran en proporciones variables como parte de la matriz de brechas de grano grueso o como constituyente principal en tobas. Corresponden a fragmentos de plagioclasa subhedrale y cuarzo fracturado con sus bordes parcialmente corroídos y recristalizados. Los tamaños son del orden de 0,1 a 0,3 mm (Lámina III-c).

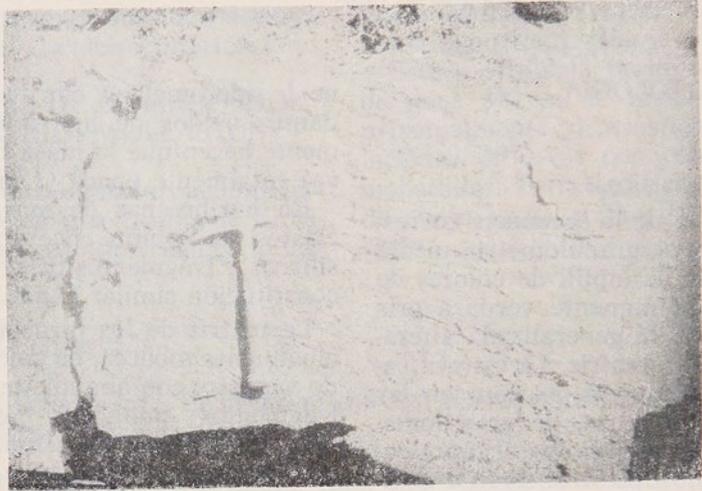
Los fragmentos líticos son de bordes angulosos, con mala esfericidad y mala selección de tamaños. Comúnmente vesiculares con relleno clorítico. Petrográficamente se observan texturas microporfídicas, con fenocristales de plagioclasa alterados parcialmente por sericita y clorita, con un ordenamiento a veces traquítico, o más frecuentemente, variolítico. La masa fundamental por lo general se compo-

ne de sideromelano, clorita, vidrio y abundantes óxidos de hierro que ocasionalmente hacen que la masa fundamental se vea totalmente opaca (Lámina III-b).

En las brechas de mayor tamaño de clastos, es común encontrar fragmentos silíceos y fragmentos de otras brechas de constitución similar (Lámina I-b).

La matriz de los piroclásticos es principalmente tobácea, de color pardo a pardo verdoso, con abundante sideromelano, fragmentos pumíceos, astillas vítreas (*shards*) y vidrio recristalizado. Los fragmentos vítreos se encuentran en parcial estado de desvitrificación, que afecta a la periferia de los *shards*. Los fragmentos pumíceos presentan una característica textura globular, a veces aplastada, como producto de secciones transversales a la estructura tubular de la pómez. Se destacan del resto de la matriz cuando presentan concentración de opacos alrededor de los glóbulos (Lámina III-b).

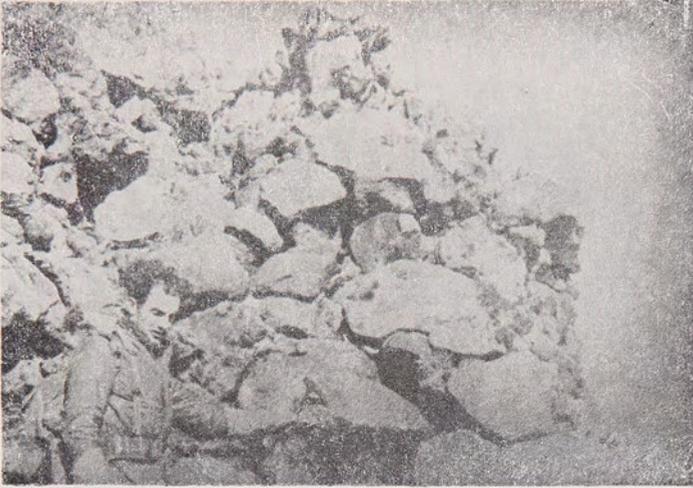
En un contacto entre tobas de lapilli subyacentes y una de las capas de lavas almohadilladas (Lámina II-b, se observa un material fino, tobáceo, laminado y recristalizado, bajo los primeros almohadones de lava y en parte, rodeando su periferia. Este rasgo se observa sólo hasta algunos metros sobre la base de las lavas. Presenta una estructura foliada de aspecto fluidal que se adapta al contorno de los almohadones, estando en algunos sectores adelgazado hasta casi desaparecer bajo ellos. Esto representa aparentemente material cinerítico depositado y parcialmente deformado por flujo o carga durante la formación de los almohadones de lava. Microscópicamente se observan muy frecuentes cúmulos de pequeños cristales de epidota, producto de recristalización posterior, dispuestos en forma radial y siguiendo la laminación que se observa macroscópicamente (Lámina IIIa). Una



a.— Estratificación cruzada en una toba de lapilli.



b.— Brecha de grano grueso, de clastos volcánicos basálticos y síliceos indiferenciados.



a.— Lavas almohadilladas de la parte superior de la secuencia con prolongaciones inferiores en forma de coma.



b.— Lavas almohadilladas compactas en contacto sobre tobas de lapilli. Nótese mayor elongación en un solo sentido.



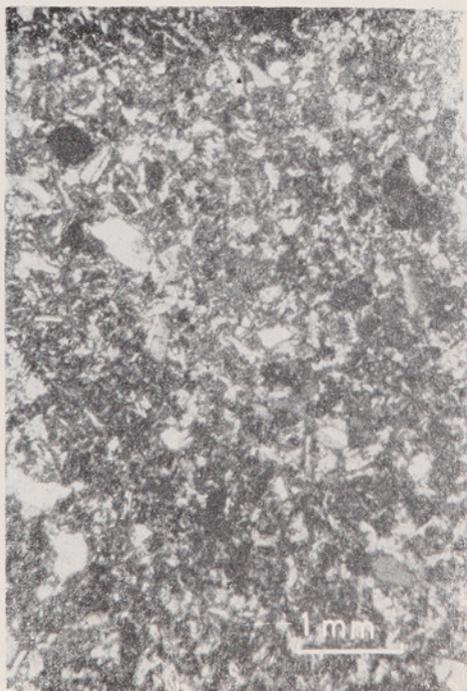
c.— Brecha basálticas cortadas por dique de similar composición.



a.— Cúmulos de cristales de epidota en toba. Nícoles paralelos.



b.— Aspecto característico de la matriz de los piroclásticos. Abundante vidrio pómez, shards y opacos. Nícoles paralelos.



c.— Toba cristalina. Fragmentos principalmente de plagioclasa, cuarzo y opacos. Nícoles cruzados.

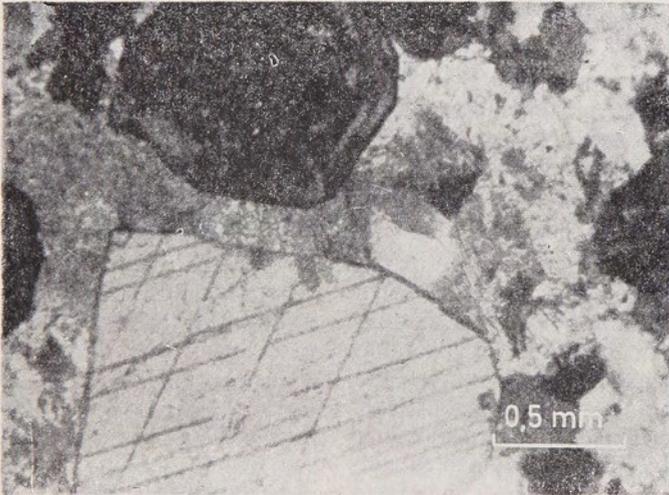


d.— Recristalización de la matriz de una toba de lapilli. Se observa albita y epidota. Nícoles cruzados.

## LAMINA IV



a.— Aspecto de la masa fundamental característica de las lavas almohadilladas. Nicoles cruzados.



b.— Detalle del relleno intersticial recristalizado de las lavas almohadilladas superiores. Se destacan grandes cristales de calcita, granate (andradita o varovita) y prehnita. Nicoles cruzados.

toba de lapilli que presenta un cemento recristalizado, compuesto de epidota y albita, sin vestigios de alguna antigua matriz, corresponde al caso de mayor desarrollo de minerales secundarios en los piroclásticos (Lámina III-d).

## 2.— *Lavas almohadilladas*

Las lavas son de composición basáltica, con dos tipos de estructura almohadilla: almohadones elongados, asimétricos, estrechamente empaquetados entre sí y otros indeformados, simétricos, relativamente más espaciados y con relleno intersticial recristalizado. Los primeros son característicos en las dos intercalaciones situadas estratigráficamente en la primera mitad de la sección, y los últimos corresponden a los observados en la parte más alta de la secuencia.

Los almohadones de lava deformados tienen variados tamaños, entre 1,0 y 0,7 m de largo y 0,2 a 0,5 m de ancho. Los almohadones presentan una marcada elongación en la dirección de estratificación y no siempre son simétricos, llegando a veces a tener un lado globoso y el otro progresivamente más delgado que se confunde con la laminación de las tobas que lo rodean, particularmente cerca del contacto basal. El empaquetamiento es tan compacto que se hace difícil distinguir almohadones individuales hacia la parte superior de la capa al desaparecer gradualmente el relleno tobáceo laminado (Lámina II-b).

Los almohadones de lava no deformados tienen un ancho aproximado de 0,2 a 0,6 m y un largo de unos 0,5 m, frecuentemente tienden a formas más esféricas que las anteriores y presentan simetría respecto a prolongaciones inferiores en forma de coma, probablemente producto de un emplazamiento sin movimiento durante el enfriamiento (Lámina II-a). Este rasgo es concordante con la presencia de anillos concéntricos de hasta 8 cm de ancho, separados por franjas más vesiculares, a causa del enfriamiento progresivo desde la periferia hacia el interior, y con la disminución de tamaño de dichas vesículas. En la periferia presentan escaso

fracturamiento y así como en las cavidades vesiculares, se encuentran rellenas con calcita. El espacio que queda entre almohadones individuales está ocupado completamente por grandes cristales de granate de hasta 3 cm de diámetro, calcita (1 a 2 cm), epidota (2 cm) y prehnita intersticial. (Lámina IV-b).

Petrográficamente, ambos tipos de lavas almohadilladas corresponden a basaltos plagioclásicos, de acuerdo a su mineralogía y textura. La textura es microporfídica, variolítica, con pequeños fenocristales de plagioclasa tipo albita de unos 0,1 mm de largo, dispuestos radialmente. Las plagioclasas se encuentran parcial o totalmente alteradas por sericita y clorita posterior. Intersticialmente, se encuentran gránulos de clinopiroxenos, probablemente augita, muy alterados por clorita, que se presenta a veces pseudomorfa, por reemplazo total de los clinopiroxenos, microlitos de plagioclasa y frecuentemente, palagonita. Abundantes óxidos de hierro opacos se encuentran diseminados en la masa fundamental en forma de gránulos, de unos 0,3 mm (Lámina IV-a).

Algunos sectores presentan amígdalas de unos 2,0 mm de diámetro, con relleno clorítico de colores de interferencia anómalos, azul índigo y marrón. Las primeras dispuestas en cristales fibrosos, perpendicularmente a las paredes internas de las cavidades y las otras, formando una masa continua en la parte central. Otros rellenos comunes de las amígdalas son calcita, prehnita y mosaicos de cuarzo criptocristalino.

El grado de alteración es variable, desde parcial, hasta muy intensa, donde la trama variolítica casi desaparece por la alteración clorítica que oblitera la textura original.

## 3.— *Diques*

El conjunto estratificado se encuentra cortado por algunos diques máficos, con contactos muy claramente definidos y de espesor constante a lo largo de sus afloramientos, no mayor de 1,5 m.

Petrográficamente se trata de basaltos con texturas microporfídicas, en parte traquíticas a microfaneríticas intergranu-

lares, con aproximadamente un 30% de plagioclasa tipo de albita alterada por sericita, gránulos de clinopiroxenos (augita), clorita y opacos intersticiales en proporciones variables, llegando a ser más abundantes en los diques traquíticos.

Aunque la composición y textura hace a estos diques petrográficamente muy similares a las lavas almohadilladas, no se ha observado aún su relación de contacto.

Por otra parte, y aunque no se ha visto una continuidad de afloramiento con los diques descritos, se encuentra una estructura discordante y de igual litología que la del paquete de basaltos almohadillados y brechas que atraviesa la cual se podría interpretar como lo que Hernández (1974) llama dique de autointrusión. Esto podría apoyar la idea de una génesis común, relacionada con los diques observados independientemente (Lámina II-c).

## DISCUSION

### 1.— *Condiciones de depositación*

La constitución clástica, lítica y volcánica, de composición similar a la de las lavas intercaladas entre piroclásticos, la presencia de clastos intraformacionales en algunas brechas, así como la inmadurez mineralógica y textural de las rocas piroclásticas de la secuencia, sugieren que las brechas de gruesa granulometría y estratificación, así como las tobas de lapilli, con estratificación cruzada, se derivaron de rocas volcánicas situadas probablemente muy cerca de su posterior sitio de depositación en un medio acuoso y de rápida acumulación.

El abundante vidrio y pómez, como matriz de los piroclásticos y la presencia de lavas almohadilladas indican un frecuente aporte de origen volcánico basáltico muy cercano, que en parte fue enfriado bruscamente en el agua, a juzgar por la estructura y texturas de enfriamiento rápido de las lavas (capas concéntricas en los almohadones y texturas variolíticas) que fueron acompañadas por material tobáceo vítreo, formando algunas estructuras laminadas muy similares a las asocia-

das a las *pillow breccias* y *aquagene tuffs* (brechas de almohadones y tobas acuígenas) descritas por Carlisle (1961) para caracterizar lavas almohadilladas fragmentadas y material vítreo formado por fragmentación, debido al violento enfriamiento en el agua.

Por otra parte, el empaquetamiento denso de las lavas almohadilladas que están estratigráficamente más arriba que aquellas con tobas laminadas bajo y alrededor de los almohadones individuales, es característico de una erupción rápida y continua, suficientemente plástica para adaptarse a la superficie anterior, sin matriz acumulada entre los almohadones.

### 2.— *Metamorfismo*

La asociación de epidota, calcita, clorita, prehnita y albita presente en lavas y en la matriz de las rocas piroclásticas de la secuencia de isla Wollaston, indica que éstas han sido afectadas por metamorfismo regional de bajo grado, en forma similar a la descrita para la formación Hardy en la isla Hoste, donde es de las facies de prehnita-pumpellita y ceolitas y ha sido atribuido a metamorfismo de carga. (Suárez y Pettigrew, 1976; Andrews-Speed, 1980).

Se determinó petrográficamente la presencia de calcita, epidota, granate y prople prehnita en los intersticios entre almohadones de las lavas superiores de la secuencia. Por medio de difracción de rayos X se identificó a los granates con una composición intermedia de andradita-uvarovita, de la serie ugranditas y se comprobó la presencia de prehnita.

Por otra parte, se encuentra antofilita en lavas cerca del contacto con las rocas tonalíticas que instruyen a esta secuencia, en la parte central de la isla; biotita helicítica en esquistos dinámicos a escasos metros del contacto; texturas granoblásticas y abundantes venillas que penetran en las lavas, que sugieren un efecto de metamorfismo y en parte, metasomatismo de contacto sobreimpuesto al metamorfismo regional, con gradiente creciente hacia el intrusivo.

## CONCLUSIONES

De acuerdo a las características petrográficas, estratificación y estructuras observadas, así como por la alteración y efectos metamórficos presentes, es posible interpretar la secuencia estratificada de bahía Scourfield como depositada en un ambiente volcánico de rápida acumulación con un corto transporte, en parte en un ambiente acuoso, similar al que se puede encontrar en las proximidades de islas volcánicas. Si se considera que rocas de esta formación, más estudiadas en la isla Hoste, han sido interpretadas como formadas en un arco de islas que bordeaba una cuenca marginal en el extremo austral de Sudamérica, es posible afirmar que las rocas volcánicas descritas por primera vez para la isla Wollaston, corresponden con esta interpretación.

Se propone que las frecuentes intercalaciones de lavas, almohadillas en la secuencia representan probablemente una transición gradual hacia las rocas, esencialmente basaltos almohadillados del complejo Tortuga, que en isla Hoste sobreyace a la formación Hardy (Suárez, 1976, 1978, 1979; Andrews-Speed, 1980).

De acuerdo a algunas muestras colectadas en las proximidades del contacto entre rocas de la formación Hardy y las rocas tonalíticas asignadas al Batolito Patagónico (Suárez, 1978), es posible que exista un efecto de metamorfismo y en parte metasomatismo de contacto relacionado con la intrusión de este cuerpo de tonalita.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Raúl Cortés, geólogo de ENAP, a Constantino Mpodozis, geólogo de la U. de Ch. y a Manuel Suárez, geólogo del IIG por la revisión crítica del manuscrito. A la Srta. Lucy Peña, del Laboratorio de Cristalografía del Depto. de Física de la Escuela de Ingeniería de la Universidad de Chile, por los análisis de difracción por rayos X.

## LITERATURA CITADA

- ANDREWS-SPEED, C.P. 1980. The geology of central Isla Hoste, southern Chile: Sedimentation, magmatism and tectonics in part of a Mesozoic back-arc basin. *Geological Magazine* 117 (4), pp. 339-349.
- CARLISLE, D. 1961. Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. *Journal of Geology*, v. 70, pp. 48-71.
- DALZIEL, I.W.D. 1974. Evolution of the margins of the Scotia Sea. In: *The Geology of Continental Margins* (C.A. Burk & C.L. Drake eds.), pp. 567-579. New York. Springer Verlag.
- DALZIEL, I.W.D., de WITT, M.J., PALMER, K. F. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, Lond. 250 pp. 291-294.
- HERNANDEZ-PACHECO, A., FERNANDEZ, S. 1974. Las formaciones volcánicas submarinas de la caldera de Taburiente en La Palma (Canarias) y sus transformaciones metasomáticas. *IAVCEI. Symposium Internacional de Volcanología*. Santiago. Chile. Preprint. 7 p.
- KATZ, H.R. 1973. Contrasts in tectonic evolution of orogenic belts in the south-east Pacific. *J.R. Soc. N.Z.*, 3, pp. 333-361.
- NATLAND, M.L., GONZALEZ, E., CAÑON, A. y ERNST, M. 1974. A system of stages for correlation of Magallanes Basin Sediments. *Geol. Soc. of Am. Memoir*, 139, 126 p.
- SUAREZ, M. 1977. Notas geoquímicas preliminares del Batolito Patagónico al sur de Tierra del Fuego. Chile. *Revista Geológica de Chile*, N° 4 pp. 15-33.
- 1978. CARTA GEOLOGICA DE CHILE, escala 1:500.000 Región al sur del canal Beagle. Carta N° 36. *Instituto de Investigaciones Geológicas*. Santiago. Chile.
- 1979. A late Mesozoic island arc in the southern Andes, Chile. *Geological Magazine* 116 (3). pp. 181-190.
- SUAREZ, M. y PETTIGREW, T.H. 1976. An Upper Mesozoic island arc-back-arc system in the southern Andes and south Georgia. *Geological Magazine*, 113 (4). pp. 305-400.