

FCE y IN BIBLIOTECA

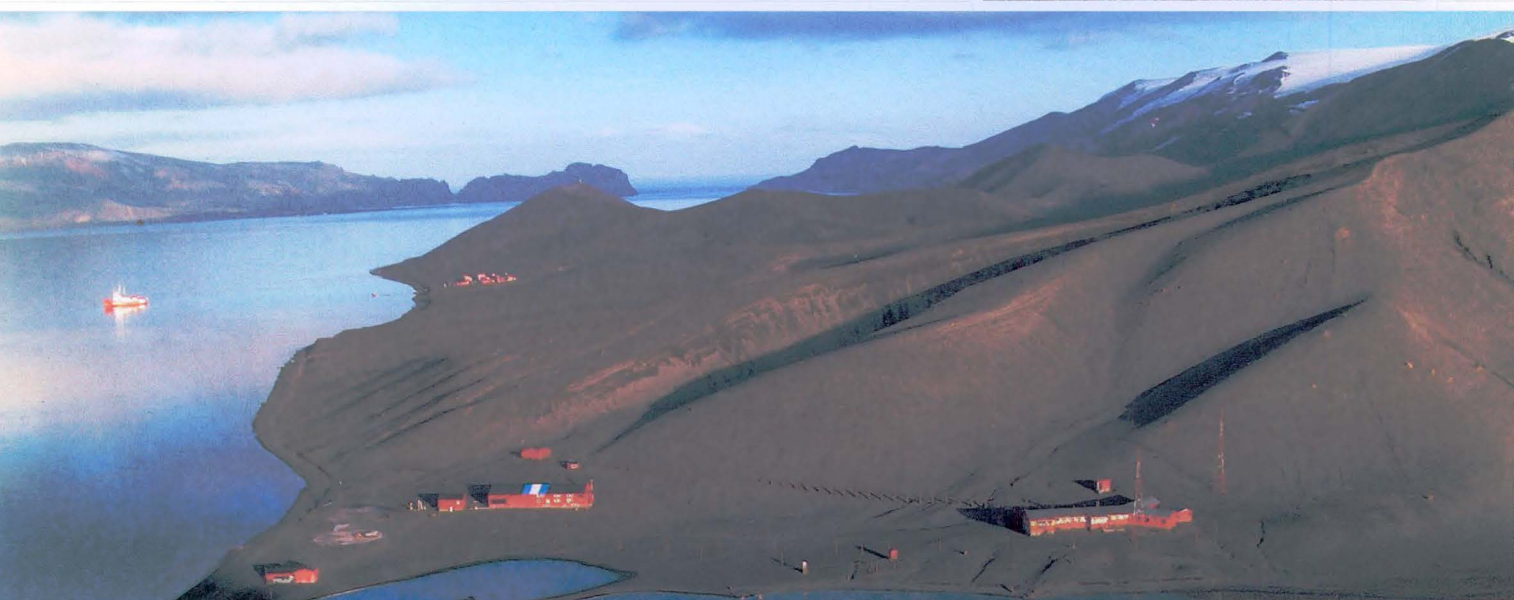
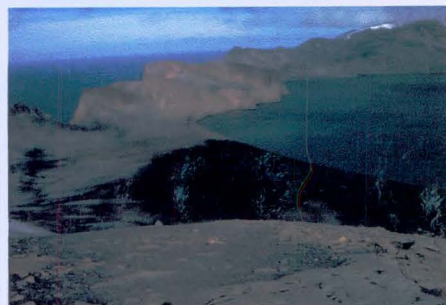
Trabajo Final de Licenciatura

Departamento Ciencias Geológicas
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

GEOLOGÍA DEL SECTOR SUR DE LA ISLA DECEPCIÓN, ANTÁRTIDA

76828

2007



Cintia L. Bengoa

Director: Dr. Alberto T. Caselli

Índice

<u>Resumen</u>	3
<u>1-Introducción</u>	5
<u>2-Geología General</u>	7
2.1-Marco Tectónico Regional	7
2.2- Estratigrafía de la Isla	12
2.3- Edad	15
2.4- Estructura	16
2.4.1- Estructura interna de bahía Puerto Foster	22
<u>3- Geología de la parte sur de Isla Decepción</u>	25
3.1- Estratigrafía	27
3.2- Estructura	85
3.3- Actividad sísmica y geoquímica	90
3.4- Evolución Geológica	91
<u>4- Conclusiones</u>	98
<u>Agradecimientos</u>	100
<u>Bibliografía</u>	101

Resumen

La Isla Decepción (62° 57'S y 60°38'O) está ubicada en el extremo SE de las Islas Shetland del Sur, Antártida. Este archipiélago se sitúa a 100 km al noroeste de la Península Antártica. La isla Decepción se encuentra en una cuenca de tipo marginal que corresponde al centro de apertura del Estrecho de Bransfield, el cual separa las Islas Shetland del Sur de la Península Antártica. Es una isla joven, con edades menores a 0,75 Ma (Valencio, *et al.*, 1979) conforma un estratovolcán con un evento importante de colapso de caldera. Los depósitos piroclásticos y las lavas son predominantes en el 10-20% de la porción expuesta en el volcán. Las lavas de Isla Decepción están en el rango desde basalto olivínicos a dacitas (Weaver *et al.*, 1979). Actualmente es el foco mas activo del área del Estrecho de Bransfield con una historia eruptiva reciente durante los años 1967, 1969 y 1970.

Existen actualmente, controversias sobre el orden estratigráfico de las rocas aflorantes en la isla. Con el fin de contribuir a la determinación de un esquema estratigráfico de la isla, se realizó el estudio geológico de detalle de la región sur, definiéndose un esquema estratigráfico acorde a las observaciones realizadas, se levantó y confeccionó un mapa geológico del área, al cual se le agregó una serie de perfiles columnares locales.

La estratigrafía de la isla fue dividida principalmente en unidades de pre-caldera y post-caldera. En relación a las unidades pre-caldera, se llevó a cabo una descripción de detalle de la Formación Fumarole Bay (Smellie, 2001; 2002), correspondiente a la etapa de emergencia de la isla. Aquí se observó la existencia de varios centros eruptivos alineados en la dirección paralela a la de apertura del Estrecho de Bransfield, posiblemente relacionados a erupciones fisurales. Por otro lado, se confirmó la reubicación estratigráfica de afloramientos adjudicados por algunos autores a la Formación Outer Coast Tuff (pre-caldera, Smellie, 2001; 2002) como depósitos de erupciones jóvenes (Formación Cathedral Crags; Caselli y Agosto, 2004). Respecto a las unidades post-caldera, se reordenan según el mecanismo eruptivo, grado de preservación y composición química. En este sentido, se propuso la división en cuatro unidades formacionales: i) Fm Baily Head (sin cambios a lo propuesto por Smellie, 2001); ii) Fm. Stonethrow Ridge (Smellie,

2001; 2002) y Fm Pendulum Cove (Hawkes, 1961). En este trabajo, la formación Stonethrow Ridge se separaron los derrames de composición más evolucionada (traquidacitas), y se reunieron bajo la denominación de Miembro Cerro Ronald (*nov. nom.*) y iii) se confirmó la reciente reubicación temporal dentro de la evolución de la isla por Caselli y Agosto (2004) de la Fm. Cathedral Crag (Grupo Mount Pond; Smellie, 2001; 2002), diferenciándola por su mecanismo eruptivo y composición de las otras unidades post-caldera.

1-Introducción

La Isla Decepción está ubicada en el extremo SE de las Islas Shetland del Sur, Antártida, entre las latitudes $62^{\circ} 53' 30''$ S - $63^{\circ} 01' 20''$ S y longitudes $60^{\circ} 29' 20''$ - $60^{\circ} 45' 10''$ O. Este archipiélago se sitúa a 100 km al noroeste de la Península Antártica (Figura 1-1).

La isla Decepción se encuentra en una cuenca de tipo marginal que corresponde al centro de apertura del Estrecho de Bransfield, el cual separa las Islas Shetland del Sur de la Península Antártica. Es una isla joven, con edades menores a 0,75 Ma (Valencio, *et al.*, 1979; Smellie, 1988), conforma un estrato volcán con un evento importante de colapso de caldera.

La isla, con un diámetro basal de 30 km y una altura de 1500 m desde el fondo oceánico (Smellie, 1990) presenta forma de herradura, con una gran bahía interna denominada Puerto Foster. Esta bahía fue producida por el colapso de su parte central y se encuentra abierta al mar en su extremo SSE, sector denominado Fuelles de Neptuno. El diámetro externo máximo de la isla es de 15 km y su diámetro interno alcanza los 7-10 kilómetros. El relieve está representado por elevaciones, planicies, cráteres y conos tobáceos. La altura máxima que presenta la isla es el Monte Pond, con 539 m sobre el nivel del mar. Las áreas libre de hielo de la Isla Decepción tienen una superficie cercana a los 47 km², el 57 % de la isla está cubierta por glaciares, que en algunas zonas están cubiertos por piroclastos (glaciares negros), y por morenas con núcleos de hielo. El hielo permanente ha tenido en algunas zonas variaciones, representadas por un leve retroceso en los últimos años.

Los depósitos piroclásticos y las lavas son predominantes en la porción expuesta en el volcán (10-20%). Las lavas de la Isla Decepción están en el rango desde basalto olivínicos a dacitas (Weaver *et al.*, 1979). Existen numerosos autores que han trabajado en la isla, los cuales han realizado trabajos de investigación en estratigrafía, geotectónica, y evolución geológica de la isla: Hoteldahl (1929); Olsacher (1956); Hawkes (1961); Valencio (1979); Smellie (1988, 1989); Martí y Baraldo (1990); Birkenmajer (1992, 1995); Baraldo (2000); Baraldo y Rinaldi (2000); Smellie (2001); Smellie *et al.*, (2002); Baraldo *et al.* (2003); entre otros.

Existen actualmente controversias sobre el orden estratigráfico de las rocas aflorantes en la isla. Con el fin de contribuir a la determinación de un esquema

Drosina
2003

estratigráfico de la isla, se realizó el estudio geológico de detalle de la región sur, donde están representadas prácticamente la mayoría de las unidades. En este sentido, el presente trabajo tiene como objetivo realizar un mapa de detalle del sector sur de la isla Decepción y definir la estratigrafía más acorde a las observaciones realizadas.

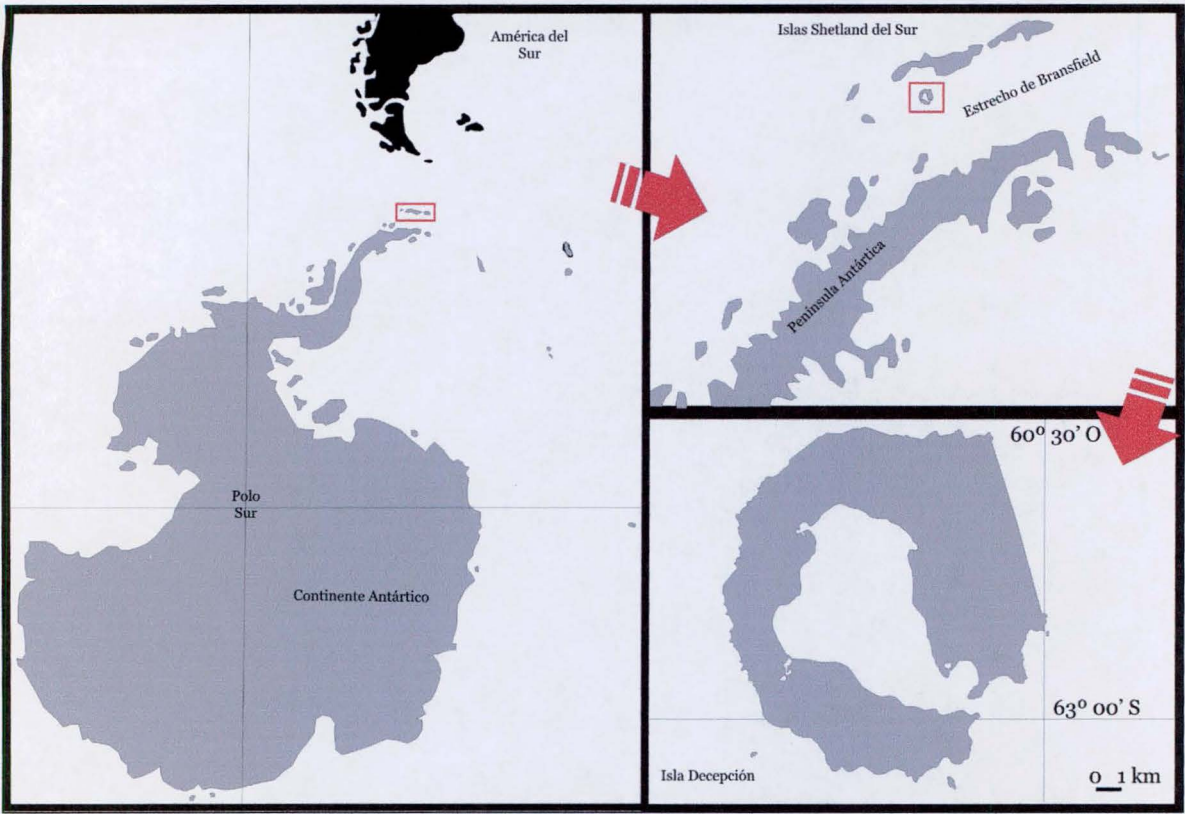


Figura 1-1. Mapa de ubicación de Isla Decepción- Islas Shetland del Sur.

2- Geología General

2.1- Marco Tectónico Regional

Las reconstrucciones paleogeográficas de la Península Antártica muestran que estuvo unida a Sudamérica a finales del Cretácico y ambas formaban parte de un límite convergente donde subducía la corteza oceánica protopacífica (Barker *et al.*, 1991).

Jabaloy *et al.* (1997) mencionan que la fragmentación continental a partir del Paleógeno, dio lugar a un conjunto de microplacas de corteza oceánica, algunas de ellas con corteza continental, separadas por límites que fueron activos durante cortos períodos de tiempo. La mayor parte de estos límites de placa ahora son inactivos y dichos elementos están soldados a las placas Antártica y de Scotia. Sólo unos pocos elementos tienen actividad sísmica asociada a sus bordes y parecen estar bien diferenciados.

La isla Decepción se encuentra ubicada en una zona de alta actividad tectónica debido a que se halla vinculada a un punto triple de placas tectónicas: placa Sudamericana, placa Antártica y placa Africana. El límite entre las placas Sudamericana y Antártica se encuentra representado por la presencia de cuatro microplacas (figura 2-1) que interactúan entre sí: Scotia, Phoenix, Sandwich y Shetland del Sur, las cuales están generadas por movimientos complejos de las placas principales antes mencionadas (Klepeis y Lawer, 1996; Barker and Austin, 1998).

La microplaca de **Scotia** presenta límites transformantes (Pelayo y Wiens, 1989) al norte, oeste (Trinchera al oeste de América del Sur) y al sur, mientras que hacia el este se ubica una dorsal que la separa de la microplaca Sándwich del Sur. El límite suroccidental de la microplaca de Scotia esta dado por la zona de falla transformante de Shackleton, que la separa de la placa Phoenix (Drake o Aluk) y Shetland del Sur.

El límite oriental de la microplaca **Sándwich del Sur** está representado por la subducción de la placa Sudamericana desde el este.

La microplaca **Phoenix** (Drake o Aluk), fue generada por la dorsal de Drake con la producción de corteza oceánica y subduce hacia el sudeste, en la trinchera de Shetland del Sur. Para Aldaya y Maldonado (1995, 1996), la

inexistencia de un límite suroccidental neto de este bloque, el mecanismo de expansión difuso en el *rift* del Estrecho de Bransfield y el pequeño tamaño del bloque sugieren que no es una placa independiente, sino que está conectada a la Placa Antártica.

La microplaca **Shetland del sur** se originó mediante la apertura del *rift* de Bransfield, hace aproximadamente 2 Ma, limitada por las fracturas de Shackleton y Hero, al este y oeste respectivamente, por la Trinchera de Shetland del Sur al norte y por el *rift* de Bransfield al sur.

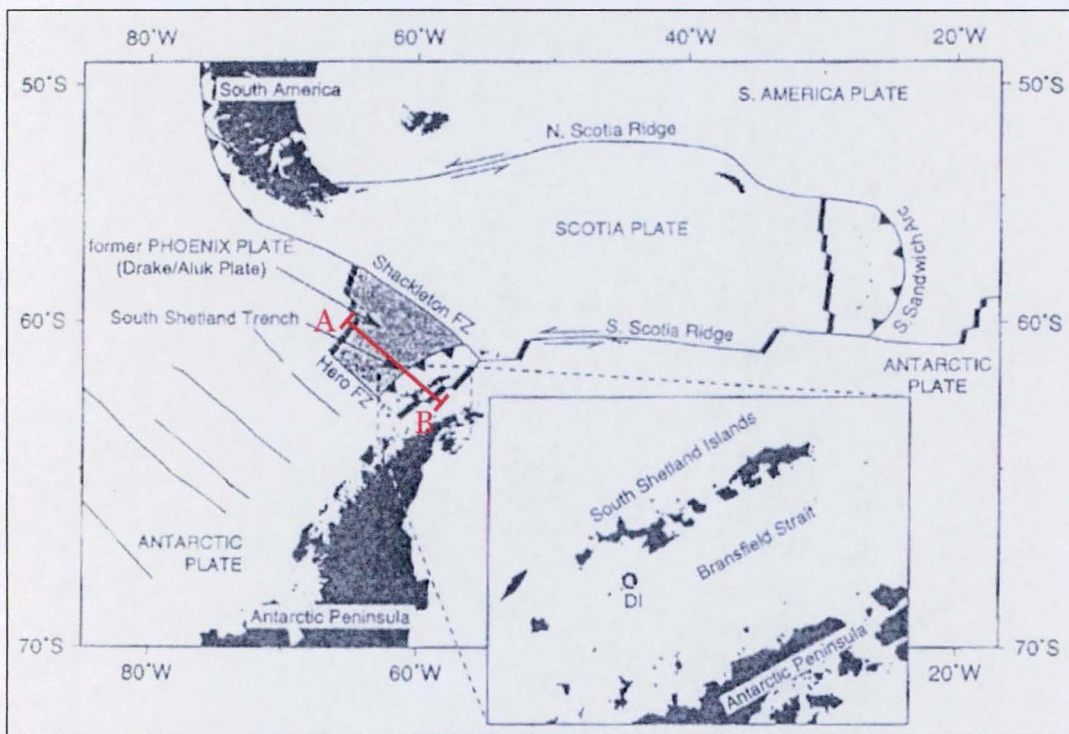


Figura 2-1. modificada de Barker and Austin (1998).

En la zona del límite de placas Antártica y Phoenix, las directrices tectónicas mayores tienen orientación NE-SO, existiendo unidades estructurales (Larter y Barker, 1991; Gamboa y Maldonado, 1990; Guterch *et al.*, 1985) de noroeste a sudeste y que son las siguientes (fig. 2-1, perfil A-B):

- dorsal de Drake, identificada por la simetría de las anomalías magnéticas;
- una zona de subducción entre las placas Antártica y Phoenix (fosa de subducción de las Shetland del Sur) a lo largo del margen noroeste del archipiélago y limitada por las áreas de fallamiento Hero al sur y Shackleton al norte. La actividad de esta zona termina o se atenúa hace 4 Ma (Barker, 1982). Actualmente existe un fragmento de la primitiva placa Phoenix no subducido, que se encuentra suturado a la placa Antártica. Todavía hay una cierta actividad sísmica en esta zona

(Pelayo y Wiens, 1989) la cual se ha relacionado a un proceso de “rollback” y de hundimiento pasivo de la microplaca Phoenix en la antigua zona de subducción (Barker y Austin, 1994);

- el prisma de acreción y cuencas de antearco; el arco de las Shetland del Sur, compuesto por bloques de corteza continental de hasta 32 km de espesor;

- una cuenca de retroarco extensional activa y desarrollada también en la corteza continental de la placa Antártica, que coincide espacialmente con el Estrecho de Bransfield. En los perfiles sísmicos realizados en esta región (Jeffers *et al.*, 1991; Trouw and Gamboa, 1992; Gràcia *et al.*, 1996) se observan numerosas intrusiones magmáticas en la corteza y se localizan varios edificios volcánicos activos, tanto subaéreos (islas Decepción y Penguin) como submarinos (Gràcia *et al.*, 1996; Lawer *et al.*, 1996). Estos datos parecen indicar que esta cuenca representa los primeros estadios de desarrollo de una cuenca oceánica;

- la corteza continental de la Placa Antártica representada por la terminación de la Península Antártica.

Haciendo referencia al Estrecho de Bransfield, Forsyth (1975) sugiere que la ocurrencia del volcanismo y el fallamiento directo en el estrecho representa efectos residuales de la pasada subducción en la Trinchera Shetland del Sur o subducción todavía activa de la pequeña placa remanente Phoenix. Para Barker (1982) y Barker and Dalziel (1983) el *rifting* representa extensión en el retroarco detrás de la todavía activa Trinchera Shetland del Sur. Esta subducción activa es dudosa aunque Pelayo y Wiens (1989) postulan que los terremotos registrados en la región son consistentes con una subducción activa y apertura en el retroarco a lo largo de la Trinchera Shetland del Sur y el Estrecho de Bransfield. Estos autores mencionan que la subducción continúa según las profundidades de dos terremotos (35 y 55 km) y un evento resultante de una falla de corrimiento somero. Según los autores los terremotos podrían estar ocurriendo en relictos de placa fríos debajo de la Península Antártica si la subducción se detuvo hace 4 Ma o bien, podrían estar confirmando una subducción activa actual. Los terremotos muestran ejes tensionales los cuales son consistentes con esfuerzos tensionales dentro del hundimiento de una placa. La más sencilla interpretación de estos terremotos y los datos tectónicos es que una subducción lenta continúa a lo largo de la Trinchera Shetland del Sur. La subducción de la placa explicaría la disparidad aparente en

mecanismos focales determinados de eventos adyacentes registrados. Además, la convergencia activa a lo largo de la trinchera alivia las dificultades cinemáticas desarrolladas con la ocurrencia del centro de apertura activo, (*rift* del Estrecho de Bransfield). El bajo nivel de sismicidad a lo largo de la Trinchera Shetland del Sur quizás puede ser explicado por el material joven de la placa subductada (12 a 22 Ma), la convergencia lenta y la naturaleza desacoplada de subducción asociada con extensión de retroarco. Por lo tanto, es evidente que el margen Pacífico de la Península Antártica ha sido caracterizado por una historia tectónica compleja, la cual incluye una secuencia de sucesivas colisiones dorsal-trinchera que probablemente comenzaron en el sur de la península hace aproximadamente 50 Ma (Barker, 1982; Henri^{et al.}, 1992).

La apertura del *rift* de Bransfield estaría posiblemente relacionada a lo siguiente: (a) rollback y subducción pasiva de la placa de Phoenix a lo largo de la Trinchera de Shetland del Sur, las cuales comenzaron después de la apertura en el Pasaje de Drake que finalizó hace 4 Ma (Lawver *et al.*, 1995, Barker, 1982); (b) tectonismo vinculado a desplazamiento de rumbo (Lawver *et al.*, 1996; Gonzalez-Casado *et al.*, 2000).

También Weaver *et al.* (1982) consideran que la apertura del Estrecho de Bransfield ha ocurrido durante los últimos 2 Ma. En acuerdo con esto González Ferrán (1991) postula que en este tiempo, procesos extensionales fueron dominantes en dicho estrecho, produciéndose fallas directas con orientación NE, las cuales son subparalelas al margen NO de la Península Antártica y opuestas a la costa de las islas Shetland del sur. Por estudios aeromagnéticos de la zona, el autor interpreta que las anomalías magnéticas pertenecen a intrusiones básicas dentro de la corteza continental. Al eje del *rift* se asocian una serie de volcanes sumergidos, donde solo emergen Decepción, Penguin y Bridgeman (figura 2-2).

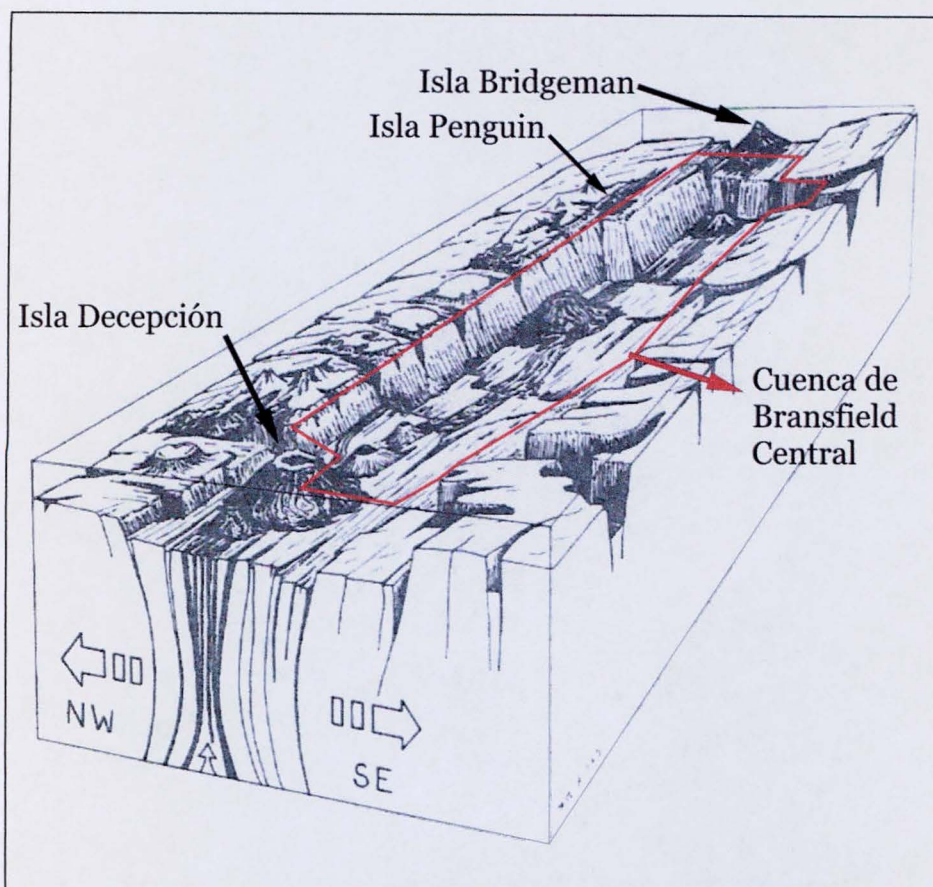


Figura 2-2. Block diagrama del rift del Estrecho de Bransfield, indicando la cuenca de Bransfield Central mencionada por Canals *et al.* 1997 y volcanes emergidos Decepción, Penguin y Bridgeman (modificado de González Ferrán, 1991).

Si se analiza la cuenca del Estrecho de Bransfield se observa que presenta características de estructura de graben, con bloques inclinados y fallas rotacionales desarrolladas en un régimen de extensión continental (Jeffers and Anderson, 1991; Henriët *et al.*, 1992). La cuenca de Bransfield es segmentada longitudinalmente en tres sub-cuencas (Canals *et al.*, 1997), las cuales difieren en ancho, profundidad y estilo estructural, Cuenca Occidental, Central y Oriental. La isla Decepción está localizada entre la Occidental y Central, cerca de la intersección del eje de la cuenca de Bransfield y la extensión de la Zona de Fractura de Hero (Martí *et al.*, 1996). Canals *et al.* (1997) menciona que la propagación continuada del volcanismo a lo largo de la cuenca favorece la coalescencia de los edificios volcánicos principales y la creación de una dorsal volcánica axial segmentada. Puesto que esta dorsal está en formación, puede considerarse que el límite de placas que separa la microplaca de las Islas Shetland del Sur de la Placa Antártica está en un estadio incipiente. Por evidencias petrológicas sugieren que algunos basaltos de la cuenca central son transicionales entre arco de islas y basaltos de

dorsales oceánicas (Fisk, 1990; Keller, and Fisk, 1992; Keller *et. al.*, 1991). Por lo tanto la cuenca Central muestra diferentes estadios de evolución, arreglo en échelon, y la distribución espacial lineal de los edificios, agrupando de esta manera los elementos claves de variaciones temporales y espaciales en un proceso de apertura del piso oceánico temprano o incipiente (Canals *et al.*, 1997).

Grácia *et al.* (1996) postulan que la cuenca de Bransfield está controlada por una apertura progresiva y propagación volcánica hacia el noreste, con apertura del piso oceánico incipiente en la cuenca de Bransfield Central pasando a un *rifting* de retroarco en la cuenca este. La formación de nueva corteza oceánica en la Cuenca del Bransfield, hace al volcanismo de montes submarinos, los cuales se desarrollan en la intersección de dos juegos principales de fallas (una longitudinal a la cadena montañosa del centro del Estrecho, ENE-OSO y otra transversal, NNO-SSE), donde una concentración de fallas y magmatismo estarían, probablemente, vinculados a la naturaleza continental de la corteza.

2.2- Estratigrafía

Una gran controversia se encuentra con los distintos esquemas litoestratigráficos propuestos por los investigadores que trabajan en la isla. En el cuadro 2-1 se esquematizan los distintos ordenamientos y allí se puede apreciar como una misma unidad se la ubica en distinta posición estratigráfica e incluso con distinto nombre.

Según estudios realizados por diferentes investigadores se han dado diversos nombres e interpretaciones a los depósitos encontrados en la isla, realizandose distintas propuestas estratigráficas: Hawkes (1961), Baker *et al.* (1975), Birkenmajer (1992, 1995); Baraldo y Rinaldi (2000); Baraldo (2000); Baraldo *et al.* (2003); Smellie (2001), Smellie (2002); entre otros. La gran mayoría de los autores dividen los diferentes depósitos en grupos de pre y post-caldera basándose en el reconocimiento de un evento formador de la caldera, el cual fue precedido por una gran erupción (cuadro 2-1).

Hawkes (1961) y Baker *et al.* (1975) realizaron los principales estudios estratigráficos, sin definir unidades litoestratigráficas formales. Hawkes (1961)

reunió al conjunto de pre-caldera en el Grupo Port Foster, el cual está conformado por Outer Coast Tuff, Telefon Bay Volcanics, Fumarola Bay Volcanics y Cathedral Crags Vent Agglomerate y dividió en tres grupos a los depósitos de post-caldera: Grupo Whalers Bay, Grupo Pendulum Cove, Grupo Neptunes Bellows.

Martí y Baraldo (1990) determinan para los depósitos de pre-caldera dos formaciones, Basaltic Shield y Yellow Tuff (Cuadro 2-1). A su vez dividen a la formación Yellow Tuff en dos miembros, Upper Member and Lower Member.

Birkenmajer (1992) definió una columna estratigráfica (Cuadro 2-1) constituida por dos grupos, Grupo Foster (pre-caldera) el cual incluye cuatro formaciones: Entrance, Cathedral, Stonethrow y Window; y el Grupo Hawkes (sin y post-caldera) compuesto por siete formaciones: Murature (sin-caldera), Ronald, Collins, Chacao, Casco, Kirkwood y Telefon, lo cual la convierte en poco práctica y confusa desde el punto de vista cronoestratigráfico.

Baraldo y Rinaldi (2000) coinciden con lo planteado por Martí y Baraldo (1990) aunque incluyen una subdivisión en los depósitos de pre-caldera, denominada “depósitos de pre y sin-caldera”. Por lo tanto para los mencionados autores la estratigrafía de la isla se conforma en: Depósitos de Pre Caldera identificados con las Formaciones Basaltic Shield y Yellow Tuff; esta última dividida en los miembros Inferior y Superior; los Depósitos de Pre y sin- Caldera, generados durante el colapso caldérico, representados por las Formaciones Yellow Scoria y Black Dikes; y por último, las erupciones de Post- Caldera, divididas en Erupciones Pre-históricas e Históricas (Cuadro 2-1).

Hoteldahl (1929)	Olsacher (1959)	Hawkes (1961)		Smellie (1988, 1989)		Martí & Baraldo (1990)			Birkenmajer (1992)		Baraldo y Rinaldi (2000)			Smellie (2001) Smellie y López- Martínez (2002)		
Series Younger Volcanic	Series Volcánica Moderna	Grupo Whalers Bay		Depósitos Post-Caldera	Fissure-erupted strombolian scoria and lavas	Depósitos Post Caldera (no diferenciados)			Grupo Hawkes	Fm. Telefon	Depósitos Post Caldera	Erupciones Históricas	Grupo Mount Pond	Fm. Pendulum Cove		
														Fm. Kirkwood	Fm. Baily Head	
		Fm. Chacao	Erupciones Pre-históricas		Fm. Stonethrow Ridge					M. Mount Kirkwood						
												Fm. Collins				
		Fm. Ronald			M. Kendall Terrace											
Colapso de Caldera	Colapso de Caldera	Colapso de Caldera		Colapso de Caldera		Colapso de Caldera			Colapso de Caldera Subsidencia por fallas anulares	Fm. Murature	Depósitos Pre-Syn Caldera	Fm. Black Dikes	Colapso de Caldera			
												Fm. Yellow Scoria				
Series Older Volcanic	Series Volcánica Antigua	Grupo Port Foster	Outer Coast Tuff	Depósitos Pre-Caldera	Outer Coast Tuff	Depósitos Pre-Caldera	Fm. Yellow Tuff	Miembro Superior	Grupo Foster	Fm. Window	Depósitos Pre-Caldera	Fm. Yellow Tuff	Miembro Superior	Grupo Port Foster	Fm. Outer Coast Tuff	
			Telefon Bay Volcanics							Lavas						
			Fumarola Bay Volcanics				Piroclastic rocks	Fm. Basaltic Shield				Fm. Cathedral	Fm. Basaltic Shield			
			Cathedral Crags Vent Agglomerate							Fm. Entrance						
														Fm. Fumarole Bay	Stratified Lapilli Tuff M. Scoria M. Lava Lobe M.	

Smellie (2001) reunió a los materiales consolidados e inconsolidados de la isla en el Complejo Volcánico Isla Decepción. A su vez determina dos grupos estratigráficos, Grupo Port Foster y Grupo Mount Pond equivalentes a los depósitos de pre y post-caldera respectivamente, cada grupo compuesto por tres formaciones (ver cuadro 2-1). El Grupo Port Foster se divide en la Formación Fumarole Bay, Basaltic Shield y Outer Coast Tuff; y el grupo Mount Pond compuesto por las formaciones Stonethrow Ridge, Baily Head y Pendulum Cove.

2.3- Edad

Para la determinación de la edad de la isla Decepción se han realizado diversos estudios con la utilización de diferentes métodos de datación (metodo K-Ar, paleomagnetico, según restos orgánicos) obteniéndose resultados aproximados de la edad de la isla.

Birkenmajer y Dudziak, (1991) indican la presencia de nanofósiles Eocenos en un aglomerado clástico correspondientes a una edad máxima (pero altamente improbable) del Terciario temprano. Mientras que dataciones C^{14} en restos orgánicos de origen marino y lacustre en tefras, poseen edades de alrededor de los 36 Ka (Matthies, *et al.*, 1990; Björk, *et al.*, 1991; Moreton, 1999).

Por estudios isotópicos, Keller *et al.* (1991), utilizando el método de K-Ar en roca total, obtuvieron edades de $150 \text{ Ka} \pm 50 \text{ Ka}$.

Según estudios paleomagnéticos realizados por Valencio *et al.* (1979) y luego Baraldo *et al.* (2003) todas las rocas subaéreas estudiadas en la isla muestran polaridad normal, indicando una edad magnetoestratigráfica perteneciente al cron Brunhes, o sea que estas rocas han sido formadas en el cron actual, por lo tanto corresponderían a edades menores a 750 Ka. Este dato es concordante con la única datación radimétrica disponible anteriormente mencionada, y sugiere un mínimo cronoestratigráfico de 100 ka para las rocas muestreadas (Baraldo *et al.*, 2003).

En cuanto a las numerosas erupciones recientes ocurridas en la isla la mayoría han sido datadas por estratigrafía glaciaria y pocas erupciones han sido atestiguadas. Las erupciones de febrero de 1842 fueron reportadas por expedicionarios que identificaron trece volcanes en acción en la zona oeste de la isla (Wilkes, 1845; Roobol, 1980; Pallás *et al.*, 2001).

Por diferencias en los mapas topográficos elaborados por la Expedición Antártica Francesa de 1908-1910 y los mapas pertenecientes a Kendall, se presume que una erupción tuvo lugar entre 1829 y 1908, en el cráter de Kroner Lake. Roobol (1973) sugirió para esta erupción, una edad anterior a 1912 basada en huesos de ballena hallados en el área.

Por último, presiones magmáticas excesivas fueron liberadas con erupciones de volumen pequeño alrededor del margen de la caldera en las erupciones de los años 1967, 1969 y 1970.

2.4- Estructura

Como se ha mencionado anteriormente la región de la isla Decepción se encuentra altamente condicionada por una elevada actividad tectónica. En esta región dos procesos geotectónicos toman lugar: 1) la cuenca de Bransfield como primer estadio de apertura de una cuenca oceánica. Perfiles sísmicos y batimetría muestran claramente evidencias de estructuras extensionales (Grácia *et al.*, 1996, 1997; Lawer *et al.*, 1996, Canals *et al.*, 1997; Prieto *et al.*, 1997) y 2) la trinchera Shetland del Sur siendo una zona de subducción que permite la convergencia entre la microplaca Phoenix y la placa Antártica.

Pelayo y Wiens (1989) presentan un fallamiento directo activo en el Estrecho de Bransfield asociado con extensión cortical y movimiento de magma cercano a la Isla Decepción. La formación de nueva corteza oceánica en la Cuenca de Bransfield (Grácia *et al.*, 1996), da origen al volcanismo de montes submarinos, los cuales se desarrollan en la intersección de dos juegos principales de fallas, una longitudinal a la cadena montañosa del centro del Estrecho, ENE-OSO y otra transversal, NNO-SSE. En acuerdo con esto, González-Casado *et al.* (1997)

observan que en las zonas emergidas de la Cuenca de Bransfield la mayoría de las fallas son de desplazamiento de rumbo y directas, estando prácticamente ausente las fallas inversas. Además, confirman la existencia a escala regional de varias etapas de fracturación que alternan en varias fases desde el Mesozoico hasta la actualidad. Una etapa mesozoica-cenozoica, durante la que se origina una extensión NE-SO y otra etapa de fracturación cuaternaria, que continua en la actualidad, observable en el interior (Isla Decepción determinada a partir del análisis de fallas medidas en materiales cuaternarios por Valencio *et al.*, 1979) y en los bordes de la Cuenca de Bransfield. Esta fracturación presenta dirección de extensión NO-SE, perpendicular al eje de la cuenca, originando neoformación y reactivación de fallas. La edad cuaternaria de esta etapa extensional, así como su relación con el volcanismo en la Isla Decepción y con la extensión del Estrecho de Bransfield, parecen evidentes.

Según Rey *et al.* (1995) la isla Decepción presenta tres sistemas de fallas que controlan la geomorfología. En un primer estadio, se desarrollan fallas de rumbo lateral-derecho N170°. Esta cizalla simple lateral-derecha producida en el marco de esfuerzos extensionales a lo largo del eje principal NO-SE de la isla Decepción, causó un progresivo curvamiento y fallas tensionales de dirección N60° en el SE de la isla. El segundo estadio produjo fallas directas, principalmente en el NO de la isla, su desarrollo en este sector podría deberse a que el máximo esfuerzo es causado por fallas de rumbo lateral-izquierdo en el sector Norte (Figura 2-3). Es así, que estas dos zonas de cizalla simple mayores alrededor de la isla son el resultado de dos movimientos relativos de placas que son consecutivos en el tiempo: primero, ocurren movimientos en el sur de la placa Phoenix, en la Placa Antártida, a través de fallas de rumbo lateral-derecho desde la fractura mayor Hero; segundo, el movimiento oeste de la placa de Scotia, la cual afectó la placa Phoenix. Esto causó una zona de cizalla simple lateral-izquierdo afectando las Islas Shetland del Sur y el Estrecho de Bransfield (Rey *et al.*, 1995).

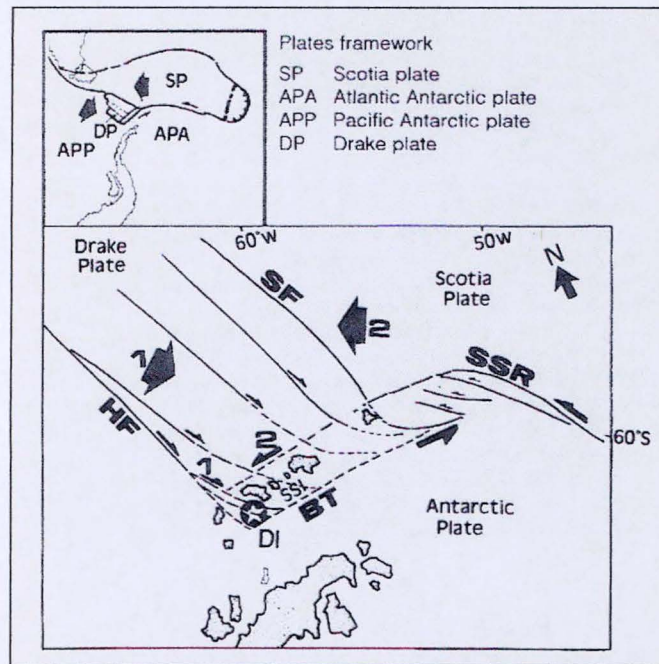


Fig. 2-3. Modelo tectónico regional para explicar la extensión de isla Decepcion (DI) causado por fallas de rumbo lateral-derecho (estadio 1) e -izquierdo (estadio 2). 1: movimiento SE de la placa de Phoenix (Drake) a través de zona de fractura dextral Hero (HF) y 2: movimiento de la placa de Scotia oeste, a través de Ridge Scotia sur (SSR) generando una gran zona de cizalla simple lateral-izquierda al norte del Estrecho de Bransfield (BT). SF: Fractura Shackleton, SSI: Islas Shetland del Sur (Rey *et al.*, 1995).

La existencia de una densa red de lineaciones tectónicas, muchas de las cuáles atraviesan toda la isla, también han sido identificadas por Martí *et al.* (1996). Los autores reconocen un tren tectónico predominante con orientación NE-SO, paralelo al eje de expansión del Estrecho de Bransfield (también indicado por Smellie 1988, 1989) y fallas NO-SE y N-S. Estas fallas presentan características de tipo directa y un plano de falla cercano a la vertical, sugiriendo que la mayoría de estas fallas son de carácter extensional (Figura 2-4). En acuerdo con los autores anteriores, González-Casado *et al.* (1999) establecen tres trenes principales de microfracturas en la isla Decepción: NE-SO, E-O y NO-SE, con un tren de falla promedio de N46°E. Las fallas son de varios metros y producen pequeños desplazamientos en estratos piroclásticos (más de 10 cm). Todas tienen inclinación mayor a 60°, mostrando cierta relación con la formación de la caldera como también con la subsecuente deformación tectónica. Estas fallas están relacionadas con la extensión NO-SE, compatible con el sitio tectónico del área antes mencionado. Probablemente las fallas orientadas NO-SE, de carácter más direccional, representan dentro de este esquema geodinámico, las fallas de

transferencia del grupo anterior. Especialmente las fracturas E-O implicarían una extensión N-S, pero cuyas relaciones cronológicas con las estructuras NE-SO no han podido ser establecidas por el momento.

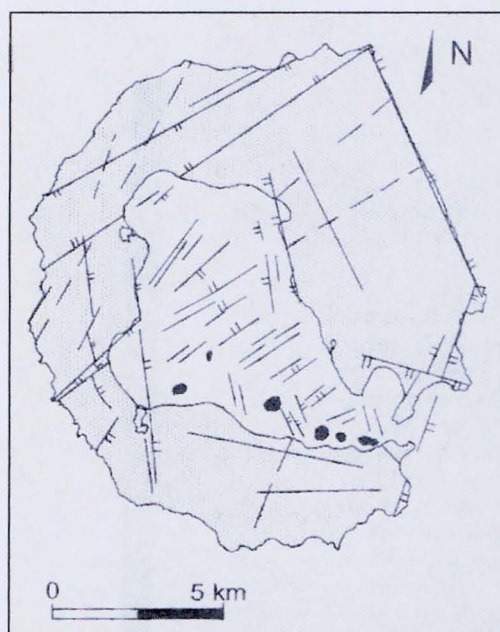


Figura 2-4. Mapa tectónico simplificado de Isla Decepción, mostrando la distribución de las principales fallas directas y lineaciones estructurales y los “vents” volcánicos sumergidos (Martí *et al.*, 1996).

En lo referente a la formación y origen de la caldera volcánica de isla Decepción, la propuesta más aceptada en la actualidad la relaciona al sistema de fracturas mencionado anteriormente, descartando la teoría de colapso caldérico por sistema de fallas anulares que fuera propuesta por diversos autores en las primeras investigaciones. Dicha estructura mayor que caracteriza a la isla marca la principal división estratigráfica de los depósitos de rocas encontrados en la isla. Existen diversas opiniones, autores como Holtedahl (1929); Olsacher (1956), Hawkes (1961) y Birkenmajer (1992, 1995) apoyan que la caldera habría sido consecuencia del colapso del edificio volcánico a través de fallas anulares y radiales. Smellie (1988, 1989) postula la influencia de la tectónica regional en la isla. En acuerdo con esto, estudios sísmicos (Vila *et al.*, 1992 a yb) y con datos magnetométricos y gravimétricos mencionados por Ortiz *et al.* (1992) son coincidentes confirmando la alta vinculación de la isla con la actividad regional. Martí *et al.* (1996) mantienen que el colapso caldérico no ha sido el resultado directo de la actividad volcánica sino que es una depresión volcano-tectónica creada por fallamiento normal pasivo de bloques previos separados por tectónica

extensional sin formación de fallas anulares. Smellie (2001, 2002) sugiere una estrecha relación genética entre la asociación en tiempo y el gran volumen eruptado de la extendida y potente Formación Outer Coast Tuff, generada por corrientes piroclásticas, con la formación de la caldera. Por lo tanto, este autor postula que es probable que el colapso caldérico se habría dado según fallas pre-existentes, por lo cual mantiene que la caldera es fundamentalmente volcano-tectónica pero no una simple respuesta pasiva a la tectónica regional como ha sido planteado por Martí *et al.* (1996).

Según las unidades tectonoestratigráficas, eventos volcánicos, y la distribución de los patrones geoquímicos de los sedimentos del fondo oceánico, se propuso que la caldera fue producida por procesos continuos de extensión en lugar de un “evento catastrófico” como causa del simple colapso de la caldera (Rey *et al.*, 1995).

Baraldo (2000) hace mención que en un principio la caldera de la isla Decepción se interpretaba como una caldera de colapso típica. Sin embargo en los últimos 12 años, la obtención de nueva información y la aplicación de nuevas tecnologías permitieron relacionar el colapso central del volcán original con la tectónica regional. Es así, que existe estrecha relación entre la geología estructural de la isla con la perteneciente al *Rift* del Estrecho de Bransfield y a la tectónica de transtensión originada alrededor de la isla. Este autor plantea un modelo evolutivo en el cual reconoce en un primer momento la generación del estratovolcán por tectónica extensional del Estrecho de Bransfield. Luego ocurrió la tectónica de transcurrancia, posiblemente generada por efectos de la Zona de Fractura Hero, la cual produjo efectos transtensionales alrededor de la isla, provocando su inestabilidad con la generación de volcanismo estromboliano a lo largo de dos áreas de tensión paralela (centro y sudeste del volcán original) usando estructuras de debilidad previa del Estrecho de Bransfield e, inmediatamente el colapso por movimientos de bloques, facilitados por el fallamiento regional precedente del Estrecho de Bransfield. La morfología de Puerto Foster sugiere la presencia de tres estructuras subcirculares (Baraldo, 2000), las cuales podrían ser comparadas con la generación de cuencas pull-apart. Ventura (1994) indica estructuras similares en la isla de Vulcano (Italia), como consecuencia de procesos tectónicos que responden a un régimen de esfuerzo en particular, condicionada por fallas de

rumbo, las cuales generarían depresiones que posteriormente darían lugar a la formación de la caldera. Baraldo (2000) atribuye una similar situación al ambiente de la isla Decepción, como teoría del origen de la caldera a partir de estas estructuras sub-circulares identificadas.

Otros de los elementos a tomar en cuenta para determinar la formación de la caldera es la distribución de epicentros de terremotos. Estos no presentan un patrón circular, que indicaría fallas anulares asociadas a la depresión central, sino que conforman trenes, definidos por una red de fracturas lineales que afectan la isla y sus alrededores, que siguen la dirección NE-SO del Estrecho de Bransfield (Vila *et al.*, 1992 a y b). Ortiz *et al.* (1992) mencionan que la distribución de anomalías magnéticas y gravimétricas no muestra una estructura típica circular de caldera volcánica clásica, en cambio, si se logran observar trenes lineales en las direcciones antes mencionadas. Por lo tanto, el modelo de génesis de caldera de Decepción debe considerar este sistema regional de fracturas y no solamente el mecanismo de colapso típico.

En cuanto a los resultados de los modelados de una y dos dimensiones de la estructura de la corteza superior alrededor de isla Decepción, de NE a S, Grad *et al.* (1992) indicaron dos capas sísmicas con distintas velocidades a profundidades de 2-4 km y 5-7 km, respectivamente (fig. 2-5). Los autores señalan que las velocidades sísmicas observadas debajo de la cubierta sedimentaria son típicas de rocas cristalinas ácidas o metamórficas de la capa superior y rocas básicas en la capa más profunda. Esto había sido sugerido por Risso *et al.* (1990 a y b) por la presencia de xenolitos gabroides hallados en la isla y luego confirmado por Risso y Aparicio (2002). En cuanto al sector comprendido entre Isla Decepción y Livingston existe un límite con plano inclinado y velocidad típica de basamento cristalino continental. Los resultados obtenidos por estos autores les permitieron distinguir diferentes unidades geotectónicas a cada lado de la isla Decepción. Esto sugiere que la ubicación de la Isla Decepción esta controlada por la posición de una zona de falla mayor a la que se encuentran asociados los volcanes de isla Penguin, Bridgeman y conos submarinos.

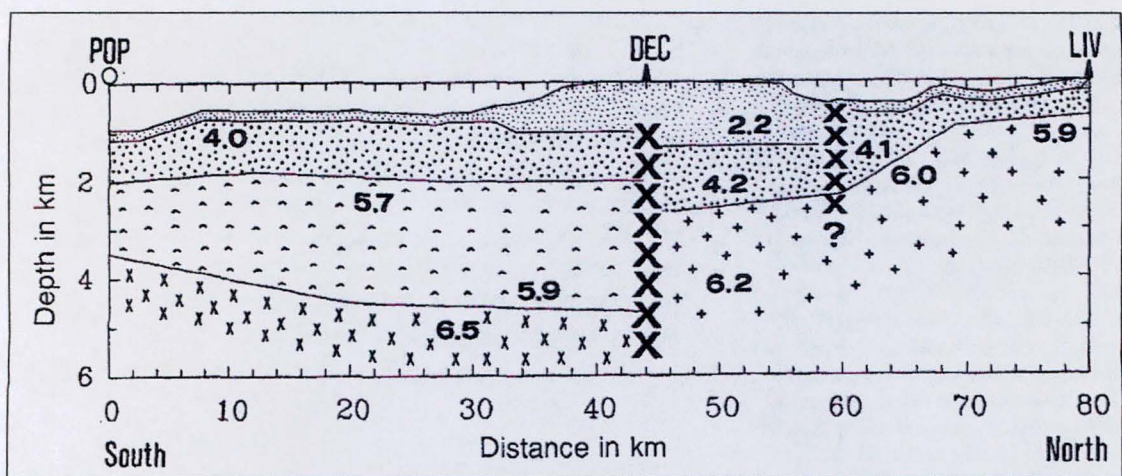


Fig 2-5. Modelo sísmico de la estructura de corteza superior en el Estrecho de Bransfield, Isla Decepción (DEC) y Livingston (LIV). Cruces muestran fallas inferidas; velocidad en km s⁻¹. POP punto de comienzo del perfil, “cero” (Grad *et al.*, 1992).

2.4-1 Estructura interna de bahía Puerto Foster

Respecto a la batimetría de la bahía Puerto Foster muestra una morfología regular (Rey *et al.*, 1989, 1992) caracterizada por la presencia de una plataforma litoral con ancho promedio de 700 m, un quiebre de pendiente a los 50-60m de profundidad y es seguido por una zona más profunda con inclinación abrupta a los 120 m de profundidad. Por lo que el relieve en la bahía es suavemente inclinado hacia el centro de la misma, llegando a un máximo de 195 m de profundidad con solo tres edificios volcánicos sumergidos. Rey *et al.* (1989, 1995) interpreta según perfiles sísmicos realizados en la bahía de Puerto Foster tres diferentes formaciones (fig. 2-6 A y B): formaciones A, B y C. La formación A representaría la secuencia de pre-caldera. La Formación B comprende gran parte del grupo de post-caldera, cuerpo que incluye varios reflectores sísmicos localmente deformados o fracturados; siendo su límite superior un reflector discontinuo, altamente fracturado e intruido por varios diques. Y la Formación C constituida por depósitos volcánicos recientes producto de las últimas erupciones con un maximo espesor de 72 metros.

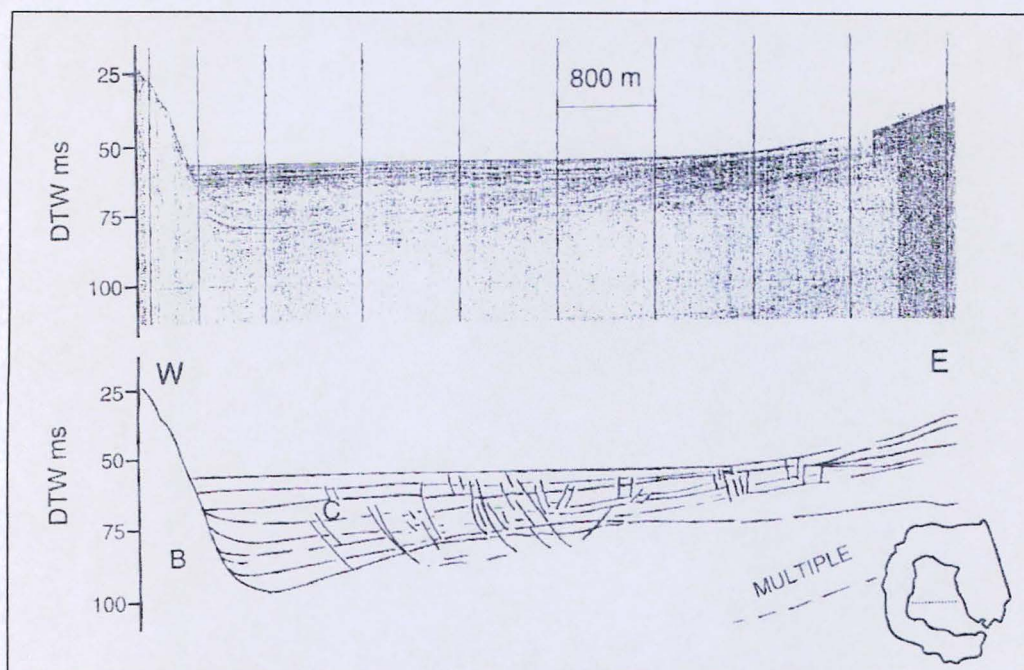


Fig. 2-6 A. Interpretación de perfiles de sismica de reflexión mostrando la distribución de las unidades de la Formación C y sus relaciones estratigráficas con la formación B (Rey *et al.*, 1989, 1995)

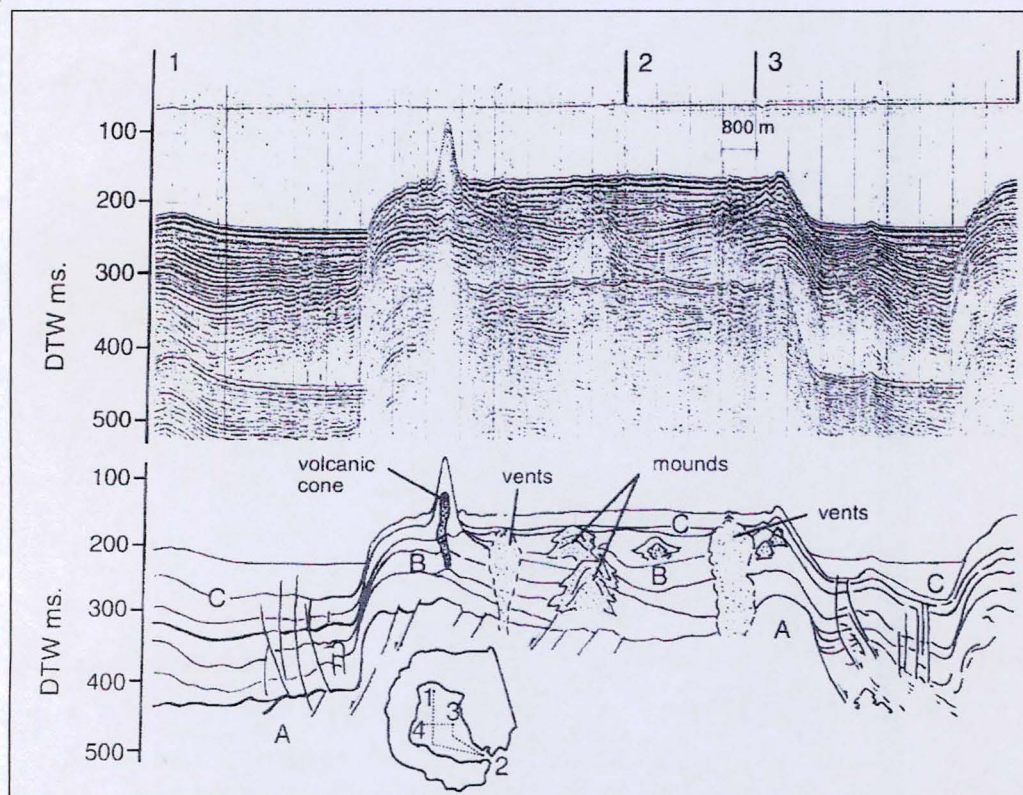


Fig. 2-6 B. Perfiles sísmicos del interior de bahía Puerto Foster e interpretación de los mismos, mostrando las relaciones estratigráficas entre las formación A, B y C (Rey *et al.*, 1989, 1995).

El evidente sistema de fracturas directas de la isla Decepción refleja la tectónica regional de tipo extensional y se corresponde con la lineación estructural de la cuenca de Bransfield (Rey *et al.* 1989, 1995; Martí *et al.*, 1996). Es importante

enfaticar la presencia de una falla directa mayor orientada NE-SO en el interior de Puerto Foster. Esta falla directa también ha sido identificada por Grad *et al.* (1992) en su estudio de estructura de la corteza superior en la Isla Decepción. Por sísmica de refracción de estructuras de la corteza superior alrededor de Isla Decepción y en Puerto Foster, Grad *et al.* (1992) mencionan la existencia de dos capas de sedimentos (fig. 2-5), la capa superior de sedimentos inconsolidados a pobremente consolidados de 0,6 a 1,4 km de espesor (tetras y lavas) y una capa inferior probablemente de sedimentos más antiguos y mejor consolidados que la capa superior (sedimentos y lavas). También identificaron una falla quizás conectada con episodios sucesivos de colapso y subsidencia de volcanes en Puerto Foster.

Cabe destacar, una posible deformación volcano-tectónica del sector interno de la caldera, Bahía Puerto Foster. Cooper *et al.* (1998) hacen mención de un resurgimiento de caldera (*uplift*) habiendo sido observado un patrón de somerización y levantamiento correlacionado con procesos volcánicos y volcano-tectónicos en la isla. Registros de batimetría entre 1949 y 1993 muestran tasas de levantamiento tan altas como 0,3-0,5 m por año, excediendo la tasa de sedimentación normal en una caldera de este tamaño. Estos autores postulan que el rápido levantamiento en área de una plataforma arqueada no afectada por la sedimentación de erupciones recientes sugiere resurgencia volcano-tectónica o los efectos tectono-magmáticos de una migración ascendente de la cámara magmática.

En trabajos recientes Muñoz-Martín *et al.* (2005) mencionan que por datos gravimétricos y magnéticos observaron dos tipos de corteza en la isla Decepción: corteza continental en el norte de la isla, y corteza más básica en el sector sur (también indicado por Risso *et al.*, 1990 a y b, Risso y Aparicio, 2002). La transición entre estas se evidencia en el mapa de anomalía de Bouguer como un alto gradiente de dirección NE-SO. Ambos datos, magnéticos y gravimétricos, muestran un mínimo importante en la parte este de la bahía Puerto Foster con baja susceptibilidad magnética y baja densidad, los autores lo atribuyen a un cuerpo intrusivo. Con erupciones históricas y campos fumarólicos y termales, interpretan esta anomalía como un cuerpo intrusivo parcialmente fundido donde su techo fue estimado a 1,7 km de profundidad. Esta caracterización debería tenerse en cuenta para futuras investigaciones respecto a una mejor comprensión de las erupciones recientes o próximas.

3- Geología del sector Sur de la Isla Decepción

El presente trabajo fue realizado en el sector sur de la isla Decepción, comprendiendo un área de aproximadamente 84 km² (vease figura 3-1). Para llevarlo a cabo se realizó un viaje de campo en el verano 2004, con el apoyo de la Dirección Nacional del Antártico (DNA) y del Instituto Antártico Argentino (IAA). Durante dicha campaña se realizó el relevamiento geológico del área, la descripción y muestreo sistemático de los distintos afloramientos; y el levantamiento de una serie de perfiles estratigráficos (figura 3-2 A, B, C y D) con el fin de correlacionar las unidades reconocidas.

El levantamiento geológico se efectuó utilizando fotos aéreas pertenecientes a los vuelos del año 1968 de Hidrografía Naval y del año 1979 del British Antarctic Survey. La geología se volcó tomando como base una imagen satelitaria Quickbird, brindada por el Grupo Científico Español y el mapa presentado por British Antarctic Survey (B.A.S; Smellie, 2002). La toponimia utilizada en este trabajo corresponden a la señalada en el mapa topográfico del Servicio Geográfico del Ejército Español y la Universidad Autónoma de Madrid, 1994; a nombres oficialmente aprobados, López-Martínez y Hernández-Cifuentes (1997); y a la selección de nombres basados en la inclusión de Composite Gazetter of Antarctica, Scientific Committee on Antarctic Research (1998, 2000, 2002). A excepción de Punta Negra cuya toponimia no figura en ninguna cartografía y fue citado así por Risso *et al.* (1994) y Baraldo (1999).

En gabinete se llevó a cabo, antes de las tareas de campo, la compilación de los trabajos publicados por los diversos autores que allí trabajaron. Con posterioridad a la campaña se realizó el estudio de las muestras de mano obtenidas durante las tareas de campo y posteriormente las secciones delgadas de las muestras seleccionadas. Los análisis químicos de elementos mayoritarios aquí presentados se realizaron en los laboratorios de "Activation Laboratories Ltd." de Canadá.

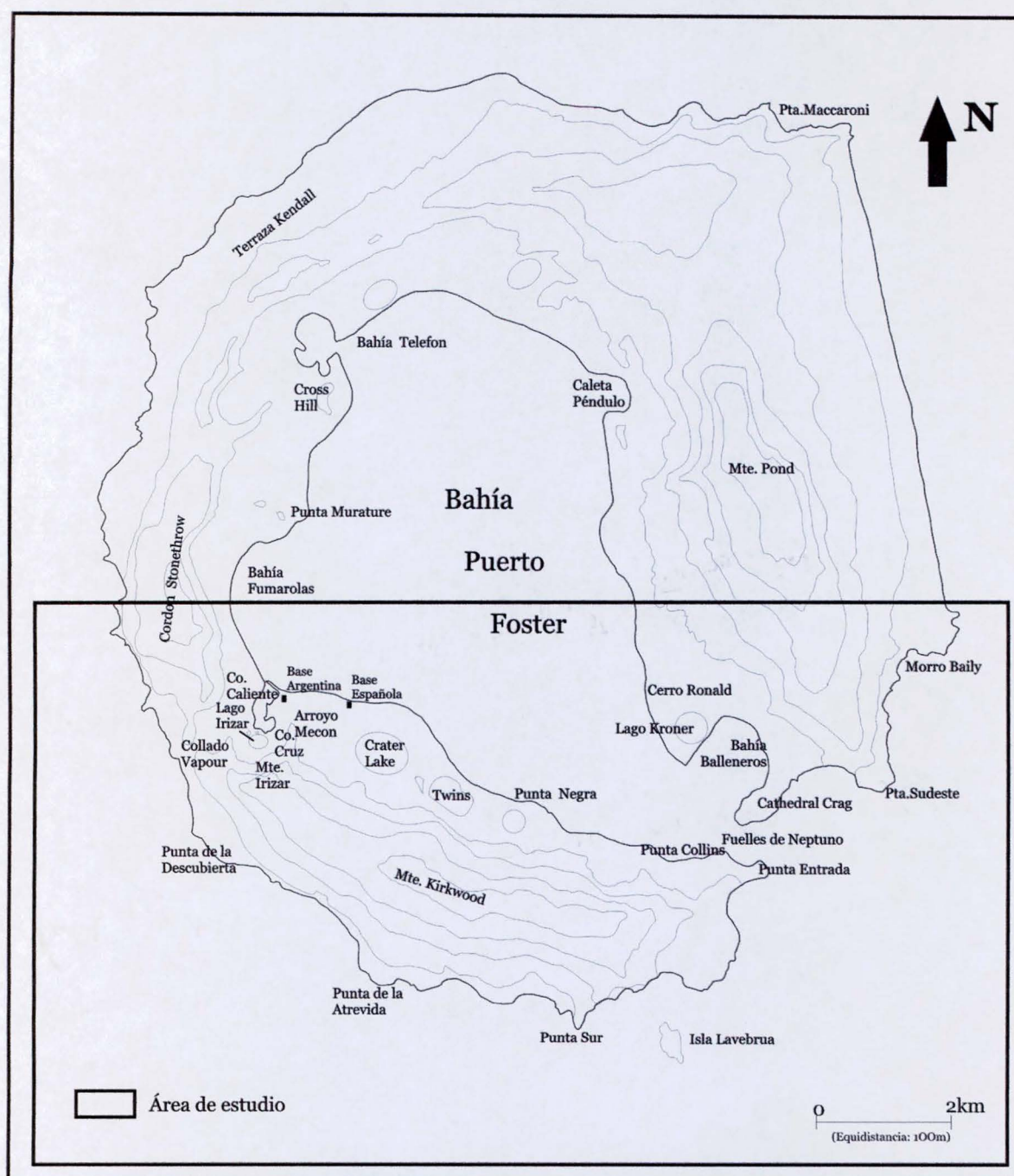


Figura 3-1. Mapa topográfico de la isla Decepción con la toponimia mencionada en el texto, los nombres de los lugares usados en este trabajo corresponden a los utilizados en el mapa topográfico del Servicio Geográfico del Ejército Español y la Universidad Autónoma de Madrid, 1994; a nombres oficialmente aprobados, López-Martínez y Hernández-Cifuentes (1997); y a la selección de nombres basados en la inclusión de Composite Gazetteer of Antarctica, Scientific Committee on Antarctic Research (1998, 2000, 2002), excepto el de Punta Negra que fue extraído de Risso *et al.* (1994) y Baraldo (1999). El área enmarcada corresponde a la zona de estudio.

3.1- Estratigrafía

La estratigrafía utilizada en este trabajo está basada en la propuesta por Smellie (2001, 2002; cuadro 2-1) con modificaciones efectuadas a partir de las observaciones geológicas realizadas en el área de estudio. Las rocas aflorantes en el sector sur de la isla Decepción fueron divididas en dos grupos: el Grupo Port Foster (Smellie, 2001) que reúne a las rocas generadas a partir de erupciones previas al colapso de la caldera, y el Grupo Mount Pond (Smellie, 2001) a todas aquellas cuyo origen esté relacionado a eventos post-caldera. Estos grupos a su vez, han sido subdivididos en unidades menores, tal como puede observarse en el cuadro 3-1. El Grupo Port Foster fue dividido en la Formación Fumarole Bay (Smellie, 2001), subdividida en miembros, Lava Lobe, Scoria y Stratified Lapilli Tuff; y la Formación Outer Coast Tuff (Smellie, 2001). El Grupo Mount Pond (Smellie, 2001) en las Formaciones Baily Head (Smellie, 2001); Stonethrow Ridge (Smellie, 2001), subdividida en los miembros Kendall Terrace y Cerro Ronald (*nov. nom*); Pendulum Cove (Smellie, 2001) y Cathedral Crags (Caselli y Agosto, 2004).

Grupo Mount Pond	Fm. Cathedral Crags	Sin división
	Fm. Pendulum Cove	Sin división
	Fm. Stoneththrow Ridge	M. Cerro Ronald
		M. Kendall Terrace
	Fm. Baily Head	Sin división
Colapso de caldera		
Grupo Port Foster	Fm. Outer Coast Tuff	Sin división
	Fm. Fumarole Bay	M. Stratified Lapilli Tuff
		M. Scoria
		M. Lava Lobe

Cuadro 3-1. Litoestratigrafía de isla Decepción propuesta en el presente trabajo.

GRUPO PORT FOSTER

(Pre-caldera)

El Grupo Port Foster fue denominado por Hawkes (1961) e incluye todas las formaciones volcánicas identificadas como de pre-caldera y es equivalente al señalado por Birkenmajer (1992) como Grupo Foster.

Este grupo, que concentra coladas lávicas y depósitos piroclásticos, ha sido dividido en tres formaciones (Smellie, 2001), de la más antigua a la más joven: Fumarole Bay, Basaltic Shield y Outer Coast Tuff. En el área de estudio solo afloran las formaciones Fumarole Bay y Outer Coast Tuff. Los afloramientos de esta unidad se observan en Cathedral Crags, Punta Sur, Punta Entrada, Punta Collins, Monte Irizar y al oeste de la isla, a lo largo de la costa externa (Fig. 3-3).

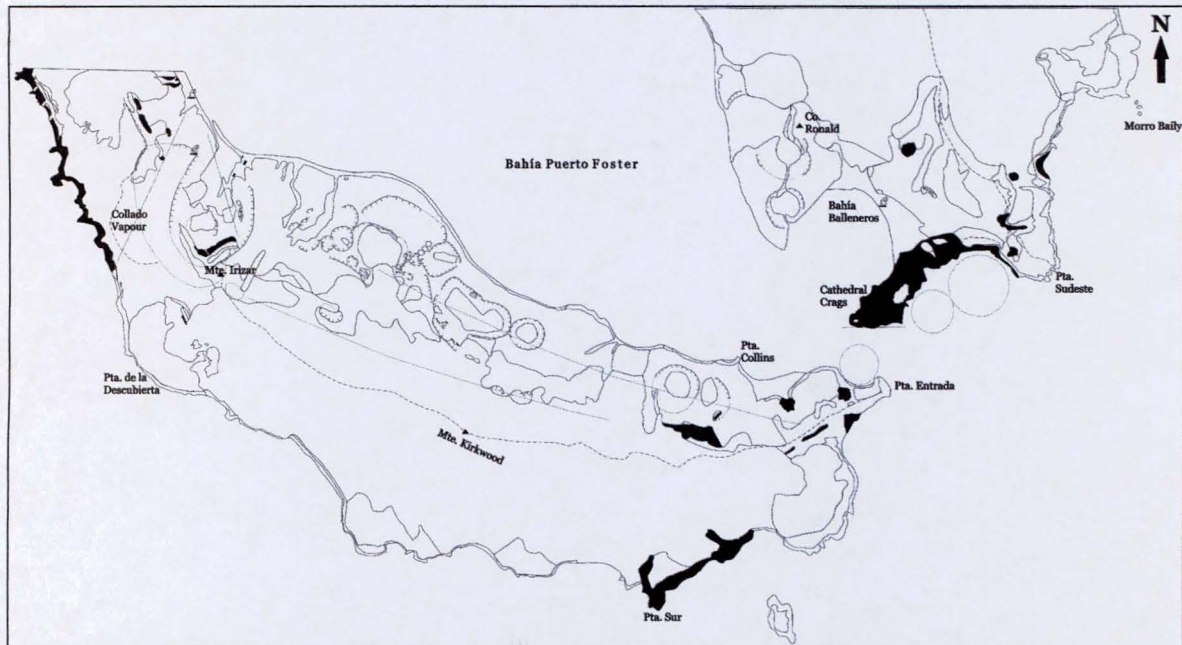


Figura 3-3: Afloramientos correspondientes al Grupo Port Foster (en negro) en el área de estudio.

La edad de este grupo determinada por Birkenmajer y Dudziak (1991) pertenece al post- Eoceno y estaría indicada por cocolitos encontrados en depósitos volcanogénicos de clastos pelíticos marinos a psamíticos finos tomados de la llamada por estos autores “Formación Cathedral” (=Fumarole Bay) en Bahía Balleneros.

Formación Fumarole Bay (Smellie, 2001)

Esta unidad está compuesta por depósitos de tefra y escoria masiva de color amarillo, palagonitizada, y brecha de hialoclastitas.

Hawkes (1961) usó “Fumarole Bay Volcanics” para describir una sucesión espesa de lavas y rocas piroclásticas al norte de Cordón Stonethrow. Posteriormente Birkenmajer (1992) denomina a las rocas piroclásticas como Formación Cathedral y Smellie (2001) las propone con la denominación de Fumarole Bay (por ser el lugar donde está mejor representada) y Basaltic Shield a las lavas descritas por Hawkes (1961) (ver cuadro 2-1).

Esta formación es la mas antigua de las unidades volcánicas de pre-caldera expuestas en la isla, si bien Birkenmajer y Dudziak (1991) la indican como post-eocena, su edad absoluta es desconocida (Smellie, 2001).

La sección tipo de Fumarole Bay ha sido definida por Smellie (2001) al sur del cordón Stonethrow, presentando un espesor mayor a los 200 metros. En el área de estudio la unidad alcanza un espesor máximo en Cathedral Crags de 100 metros.

Fue dividida por Smellie (2001) en tres miembros, que de base a techo son: Lava lobe, Scoria y Stratified Lapilli Tuff. Estas tres subunidades afloran en el área, cuyos asomos están expuestos en la región sureste, principalmente en Cathedral Crags, Punta Entrada y Punta Sur (figura 3-4).

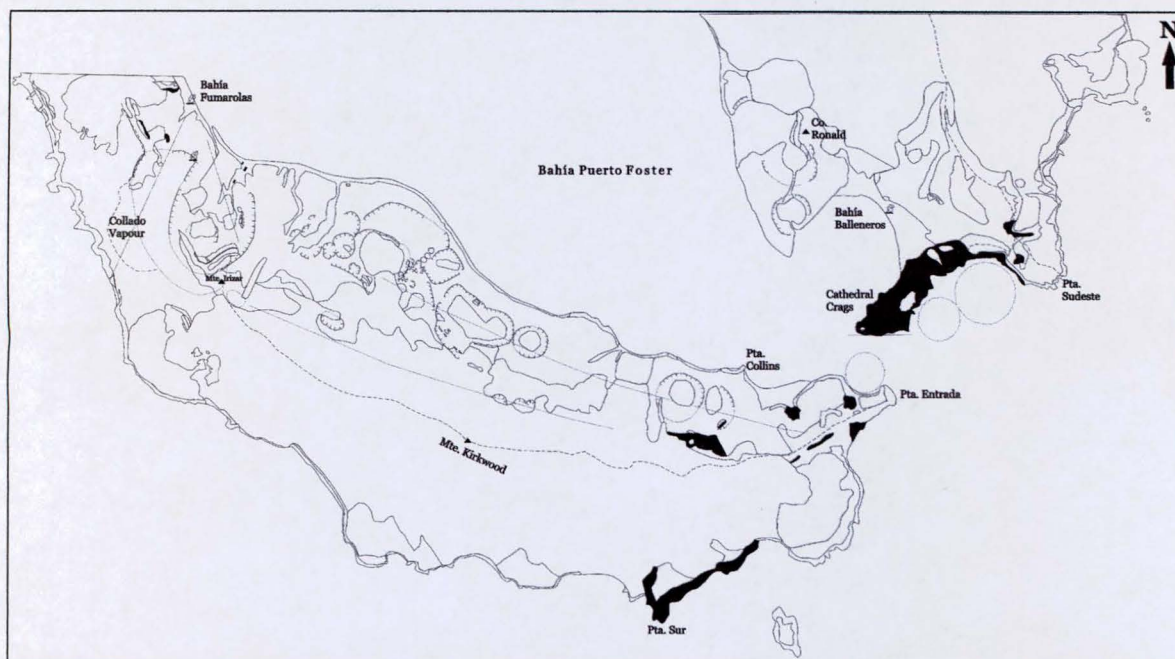


Figura 3-4: Afloramientos correspondientes a la Fm. Fumarole Bay (en negro) en el área de estudio.

En el área de Punta Collins y Cathedral Crag, esta unidad está atravesada por diques básicos de la Formación Stonethrow Ridge del Miembro Kendall Terrace, de 60-70 cm de espesor, que la intruyen con dirección de rumbo NE-SO (ver perfil adjunto fig. 3-2 (A)).

Miembro Lava Lobe (Smellie, 2001)

Está compuesto, en el área de estudio, únicamente por brecha de hialoclastitas, no hallándose la otra facies (lavas almohadilladas) expuestas en el perfil tipo (Smellie 2001, Agosto 2005, Agosto y Caselli 2005).

Esta unidad se puede observar en la costa externa de Cathedral Crag, en Punta Sur y en la costa externa al sudoeste de Punta Entrada (ver mapa geológico adjunto).

Estos depósitos están compuestos de brechas de hialoclastitas y poseen un espesor de aproximadamente 50 metros. La base de esta unidad está cubierta y es sobrepuesta por depósitos de escorias palagonitizadas del Miembro Scoria (ver perfil adjunto fig. 3-2 (B)). Los depósitos ubicados en la costa externa en la zona de Cathedral Crag presentan un color gris amarillento, debido a procesos de palagonitización. El alto grado de erosión que presentan, a causa de la abrasión

marina por el oleaje, hace difícil poder distinguir claramente en detalle estos depósitos.

Al microscopio se observa una brecha de hialoclastita (fig. 3-5) con textura matriz-sostén con bajo porcentaje de matriz (10 %), compuesta por 50% de litoclastos, 30% de cristaloclastos y un 20% de vitroclastos. Los litoclastos corresponden a rocas volcánicas extrusivas, algunas de ellas presentan fenocristales de tablillas de plagioclasa esqueléticos conformando una textura pilotaxica y una pasta con textura intersertal con minerales de plagioclasa, piroxeno y opacos. Otros litoclastos presentan textura microporfírica, con fenocristales de fragmentos de olivina (posiblemente alterados a clorita) y plagioclasa con zonación, inmersas en una pasta con una textura intersertal, con gran cantidad de minerales opacos alterados. Estos litoclastos se presentan con alto grado de alteración a carbonatos. Otros de los litoclastos de rocas volcánicas observadas presentan fenocristales de plagioclasa subhedrales, maclados y zonados; inmersos en una pasta completamente alterada a material ferruginoso-arcilloso, de color castaño. Los cristaloclastos se componen de fragmentos de cristales de plagioclasa y piroxeno, subhedrales a anhedrales, con maclas múltiples, con bordes no bien definidos, usualmente corroídos y cribados, denotando condiciones de alta inestabilidad. También se observan fragmentos de olivina alterados a clorita. Los vitroclastos se observan muy alterados presentando bordes palagonitizados, poseen formas irregulares y de color castaño. La escasa matriz se encuentra completamente alterada, palagonitizada y con minerales de alteración como carbonatos dispuestos en parches aislados (no asociados a ningún individuo) y material ferruginoso-arcilloso.

Los afloramientos de Punta sur y de la costa externa al sudoeste de Punta Entrada han sido observados desde embarcación debido a la inaccesibilidad del lugar. En base a estas observaciones visuales comparativas se llevó a cabo un perfil esquemático (ver perfiles adjuntos fig. 3-2 (A y C)).

Miembro Scoria (Smellie, 2001)

Está constituido por depósitos de escorias masivas palagonitizadas. Esta unidad aflora en forma extendida en Punta Sudeste, Cathedral Crags, cercanías de

Punta Entrada, costa externa al este de Punta Sur (?) y en la zona de Punta Sudeste (ver mapa geológico adjunto).

Estas rocas sobreyacen a hialoclastitas del Miembro Lava Lobe (ver perfil adjunto fig. 3-2 (B)) y es sobrepuesta por tefras estratificadas del Miembro Stratified Lapilli Tuff.

El afloramiento mejor expuesto de esta unidad se encuentra en Cathedral Crags. Allí se observan principalmente dos facies: en una predominan individuos del tamaño lapilli grueso (entre 1-3 cm de diámetro, facies A) y otra donde predominan las bombas escoriaceas que suelen alinearse mostrando una grosera estratificación (facies B). Los depósitos son de color gris oscuro aunque en la mayoría de los afloramientos poseen un color amarillo por estar afectados por un proceso de palagonitización (Figura 3-6). Las bombas poseen bordes de alteración y presentan una selección moderada.

La facies A mencionada, se trata de una amalgama clasto sostén de lapillis soldados, de composición monomítica, de carácter masivo, con escasa intercalación de bombas escoriaceas (figura 3-7). En detalle se observan distintas capas de diferentes espesores y que contienen diferentes tamaños de individuos.

La facies B está compuesta principalmente por fragmentos escoriaceos tamaño bomba, de 15-30 cm de diámetro, que se encuentran dispersos en forma caótica, aunque usualmente muestran cierta alineación en algunos sectores de los afloramientos (fig. 3-7 y 3-8- afloramientos de Cathedral Crags). Los fragmentos escoriaceos poseen formas irregulares y de aspecto vítreo con una abundante y fina vesiculación, en algunos casos se observa un aspecto fluidal de los mismos.

Esta unidad manifiesta una grosera estratificación con inclinación radial, la cual evidencia la existencia de al menos dos pequeños centros volcánicos en la zona de Cathedral Crags (fig. 3-9). Esta laminación se debe a una alternancia de estas facies y remarcada por la alineación de las bombas escoriaceas.

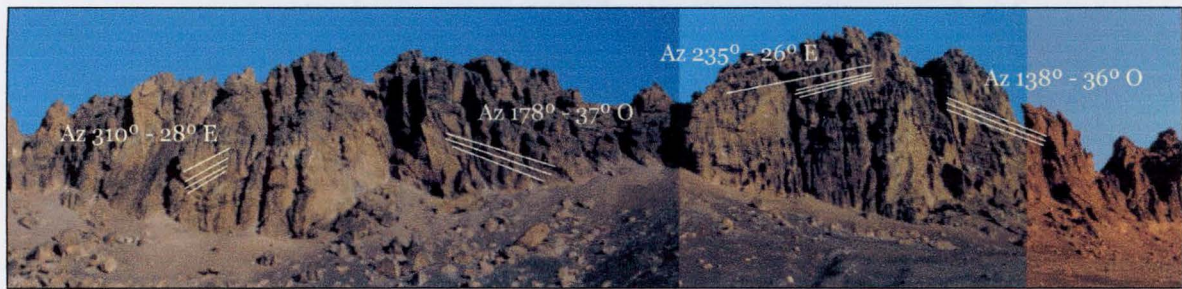


Figura 3-9: Centros volcánicos en Cathedral Crag, en afloramientos del Miembro Scoria-Fm. Fumarole Bay.

Además, es de destacar, la presencia de marcadas discontinuidades (figura 3-10) que pueden mostrar ángulos de hasta 30° de inclinación. Estas superficies de erosión corresponderían a una posible discontinuidad eruptiva seguida por un período de quietud y erosión parcial del edificio volcánico (Moore, 1985; figura 3-11). En otros sectores de la isla, Augusto y Caselli (2005) observaron depósitos epiclásticos estratificados, generados a partir del retrabajo de los volcanogénicos, con una marcada laminación interna. Estas facies fueron interpretadas por los autores como un depósito equivalente resedimentado, generado por colapsos gravitacionales, sin o post-eruptivos, de los depósitos inestables (Lowe, 1979). En el área de estudio no se observaron estos depósitos pero si las superficies de discontinuidad mencionadas, que representarían este estadio sin a post-eruptivo de erosión, y cuyos productos resedimentados estarían depositados en un sector más distal (figura 3-11).

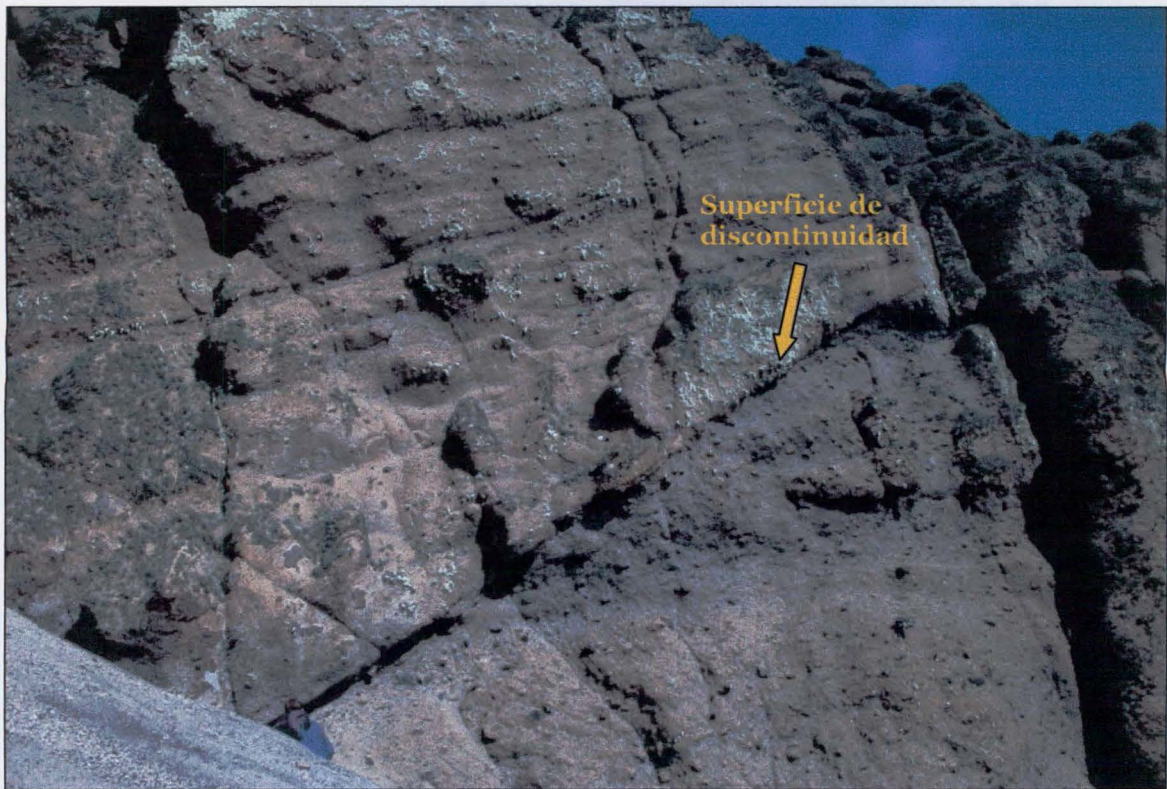


Figura 3-10. Superficies de discontinuidad, posiblemente debidas a erosión y discontinuidad eruptiva en las escorias masivas de la Fm. Bumarole Bay del Miembro Scoria en Cathedral Crag.

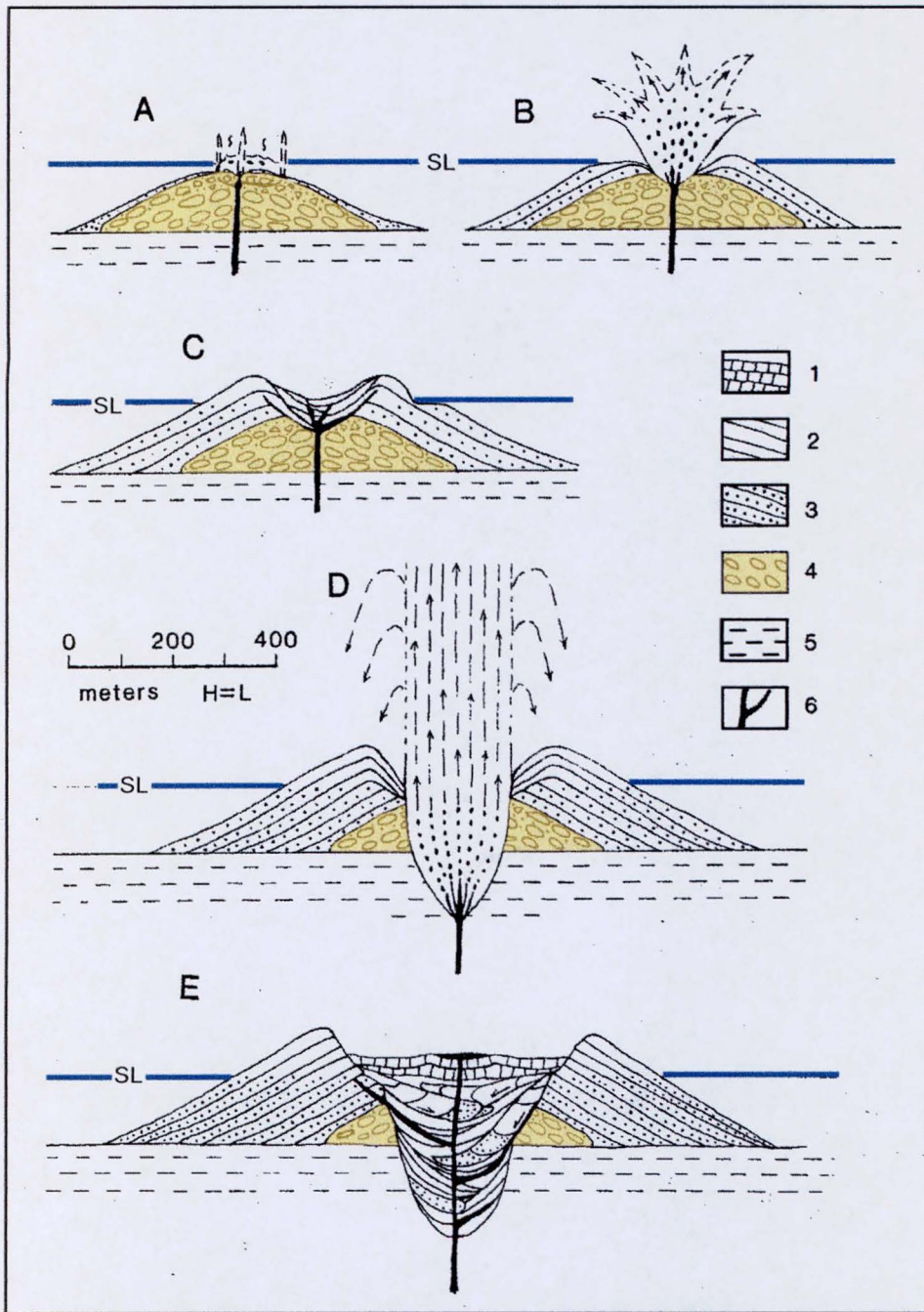


Figura 3-11. Secuencia evolutiva de un volcán surtseyano. 1-flujos basálticos subaéreos; 2-tefra depositada en forma subaérea; 3-tefra depositada en forma submarina; 4-lavas almohadilladas y brechas; 5-sedimentos submarinos pre-eruptivos; 6-diques e intrusiones. (A) lavas almohadilladas hasta el nivel del mar donde se produce ebullición del agua, flotación de pumíceos, y pequeños eyectos explosivos; (B) explosiones tipo *finger* de tefra intermitente, someras; (C) colapso pequeño; (D) explosiones *uprush* continuas en equilibrio crítico entre agua entrante y eyección de lava, explosiones de sedimentos marinos pre-eruptivos; (E) gran colapso con explosión profunda mediante fallas en embudo seguida por erupciones de flujos de lava subaéreos (Moore, 1985).

Miembro Stratified Lapilli Tuff (Smellie, 2001)

Está compuesto por depósitos de tobas lapillíticas finamente estratificadas. Aflora en Cathedral Crag, posiblemente en Punta Sur (observaciones desde embarcación por su inaccesibilidad) y en la parte superior de la zona de Punta Collins (ver mapa geológico adjunto). Este miembro suprayace al Miembro Scoria, observándose este contacto claramente en Cathedral Crag (figura 3-12 A y B). Smellie (2001) menciona que este miembro sobreyace, en forma concordante, al Miembro Lava Lobe en Punta Sur.

El miembro está compuesto por lapillitas tobáceas, de color gris a gris amarillento (debido a procesos de palagonitización), con estratificación horizontal (figura 3-12 A y B y 3-13). La mayor exposición de estos afloramientos se halla en Cathedral Crag y muestran un espesor de aproximadamente 30 metros. Los piroclastos que componen esta unidad son subredondeados y se encuentran en su mayoría palagonitizados. Estos depósitos presentan muy buena estratificación planar, con fragmentos de tamaño lapilli, en bancos centimétricos a decimétricos. Individualmente, los estratos, son fundamentalmente masivos pero localmente presentan gradación inversa. Es posible observar impactos de bombas (fig. 3-13); las bombas son pequeñas, usualmente menor a 5 cm y con frecuencia fragmentadas.

Interpretación

Baker *et al.* (1975) atribuye los depósitos de esta formación a flujos piroclásticos subaéreos relacionados al colapso de caldera, sin embargo Smellie (2001) no encuentra ninguna evidencia convincente para tal origen. Por lo que este autor hace referencia a una actividad subacúea sugerido a partir de las lavas almohadilladas con bordes vítreos y brechas de hialoclastitas características del miembro inferior, Lava Lobe, observada en otros afloramientos de la isla, fuera del área de estudio. Por lo tanto, esta formación resulta como evidencia de la actividad explosiva subacúea cuando el volcán fue alcanzando el nivel del mar y durante su emergencia.

El miembro inferior (Lava Lobe) compuesto por brechas de hialoclastitas claramente indica un ambiente subacueo (Smellie *et al.*, 2002; Agosto, 2005). Para Agosto y Caselli (2005) este miembro pertenece a la zona donde los procesos de fragmentación, por exsolución de volátiles, son dominantes. Estos autores reconocieron mediante observaciones microscópicas que las facies más someras de esta subunidad presentan fragmentos más vesiculados y un grado de palagonitización más avanzado, consecuencia de la mayor fragmentación que permitió una mayor superficie de contacto con el agua.

El miembro suprayacente a este (Scoria), puede ser interpretado como evidencia de la actividad subacuea del tipo “fire fountain”, con actividad de centros efusivos evidentes en la zona de Cathedral Crags (McPhie *et al.*, 1993). Agosto y Caselli (2005) se refieren a este miembro como representante de eventos efusivos de mayor energía que el anterior, caracterizados por erupciones explosivas en los últimos metros de profundidad; erupciones hidromagmáticas que se harían progresivamente más explosivas mientras el cráter fuera emergiendo, ya que la cantidad de agua se iría reduciendo. Al vaporizarse la mayor parte del agua alojada en la boca de emisión, el material magmático habría sido eruptado como un spray incandescente del mencionado proceso “fuente de fuego” (“fire fountain”, McPhie *et al.*, 1993) dando lugar, de esta manera, a la formación de este depósito de escorias amalgamadas.

Finalmente, el miembro superior de esta unidad (Stratified lapilli tuff) fue interpretado como un cono tobaceo que corona la secuencia, compatible con la somerización y probable emergencia de los “vents” (Smellie, 2001). Por el tamaño de grano grueso del miembro Scoria en la zona de Cathedral Crags y la presencia de grandes bombas se ha indicado que los depósitos son proximales a los centros eruptivos y que fueron involucrados múltiples centros (Smellie, 2001). Los depósitos de tefra caracterizados por su estratificación prominente, abundancia de ceniza y presencia de clastos polimícticos (accesorios) típicos de depósitos de tefra formada durante erupciones freatomagmáticas (depósitos de tipo oleadas basales), representan la última y más violenta etapa eruptiva de un proceso surtseyano. Con posterioridad a los períodos explosivos que generaron los depósitos de escoria del miembro subyacente, habría comenzado a producirse la recarga de agua del espacio poral en los flancos del cráter y de la tefra colapsada. La recarga poral crea

las condiciones necesarias para que la relación agua/magma alcance los valores críticos de explosividad (Moore, 1985). Esto daría lugar a explosiones más profundas y violentas de características freatomagmáticas, que correspondería a la etapa de mayor liberación de energía del proceso surtseyano (Agusto, 2005; Agusto y Caselli, 2005).

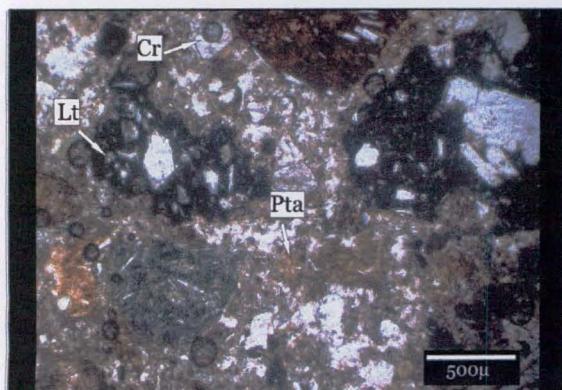


Figura 3-5. Micrografía de corte petrográfico de hialoclastitas de la Fm. Fumarole Bay, Miembro Lava Lobe (Lt: litoclastos; Cr: cristoclastos; Pta: palagonita).



Figura 3-6. Detalle lapillita del Miembro Scoria-Fm. Fumarole Bay en Cathedral Crag.

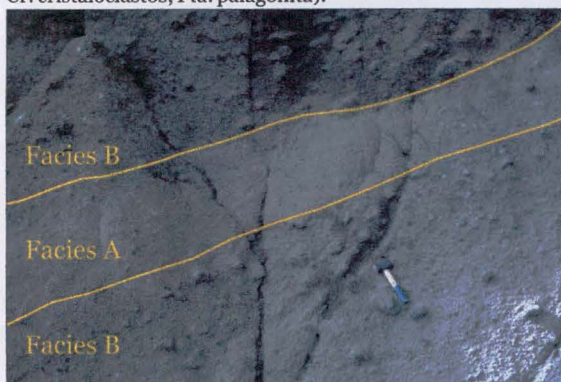


Figura 3-7. Vista general de las facies A y B del Miembro Scoria - Fm. Fumarole Bay en Cathedral Crag.



Figura 3-8. Detalle de lapillita con bombas (facies B) del Miembro Scoria- Fm. Fumarole Bay. Cathedral Crag.



Figura 3-12 A. Contacto entre los miembros Scoria y Stratified Lapilli Tuff de la Fm. Fumarole Bay en Cathedral Crag.



Figura 3-13. Lapillitas con impactos de bombas del Miembro Stratified Lapilli Tuff- Fm. Fumarole Bay- Cathedral Crag.



Figura 3-12 B. Contacto entre los miembros Scoria y Stratified Lapilli Tuff de la Fm. Fumarole Bay en Cathedral Crag.

Formación Outer Coast Tuff (Smellie, 2001)

Esta unidad se compone principalmente de depósitos de piroclastitas masivas, mal seleccionadas, de color gris-verdoso en roca fresca y debido a una pervasiva a palagonitización es de color amarillo en superficie.

Hawkes (1961) llamó “Outer Coast Tuff” originalmente a un continuo afloramiento de tobas de color amarillo masivas y estratificadas ubicadas sobre la costa externa entre Punta Macaroni (ubicada al NE de la isla, ver fig. 3-1) y Collado Vapour. Baker *et al.* (1975) identificó esta formación con la unidad volcánica más antigua aflorante en la isla, representando el periodo mas largo de depositación de todas las unidades halladas. Posteriormente Martí y Baraldo (1990) y Baraldo y Rinaldi (2000) definen la Formación Yellow Tuff (similar la Outer Coast Tuff de Hawkes, 1961) compuesta por dos sub-unidades, una masiva (Miembro Inferior) y otra estratificada (Miembro Superior). El miembro superior de dicha formación comprendía numerosos afloramientos de tobas lapillíticas muy bien estratificadas, el cual fue reasignado por Smellie (2001) como la Formación Baily Head, atribuyéndole una edad post-caldera y un origen que no estaría relacionado con el miembro inferior definido por Martí y Baraldo (1990). Por lo tanto, el miembro inferior de la Formación Yellow Tuff de Martí y Baraldo (1990), fue formalmente redefinido por Smellie (2001) como la Formación Outer Coast Tuff, utilizando el nombre original dado por Hawkes (1961).

La edad de esta formación es desconocida, aunque se ha determinado como la última unidad volcánica previa al colapso de la caldera (Smellie, 2001).

Esta unidad estratigráfica es la más extensa de la isla, está expuesta en los acantilados de la costa externa en el norte y oeste de la isla, por una distancia de 16 km (Smellie, 2001). En el área de estudio, se encuentra aflorando en la ladera norte del Monte Irizar, en costa externa al NO de la isla, en Punta Descubierta, en Punta Sur (?), Punta Collins, en Bahía Balleneros, en cercanías de Punta Sudeste y los acantilados de la costa externa entre Punta Sudeste y Morro Baily (Fig. 3-14, ver mapa geológico adjunto).

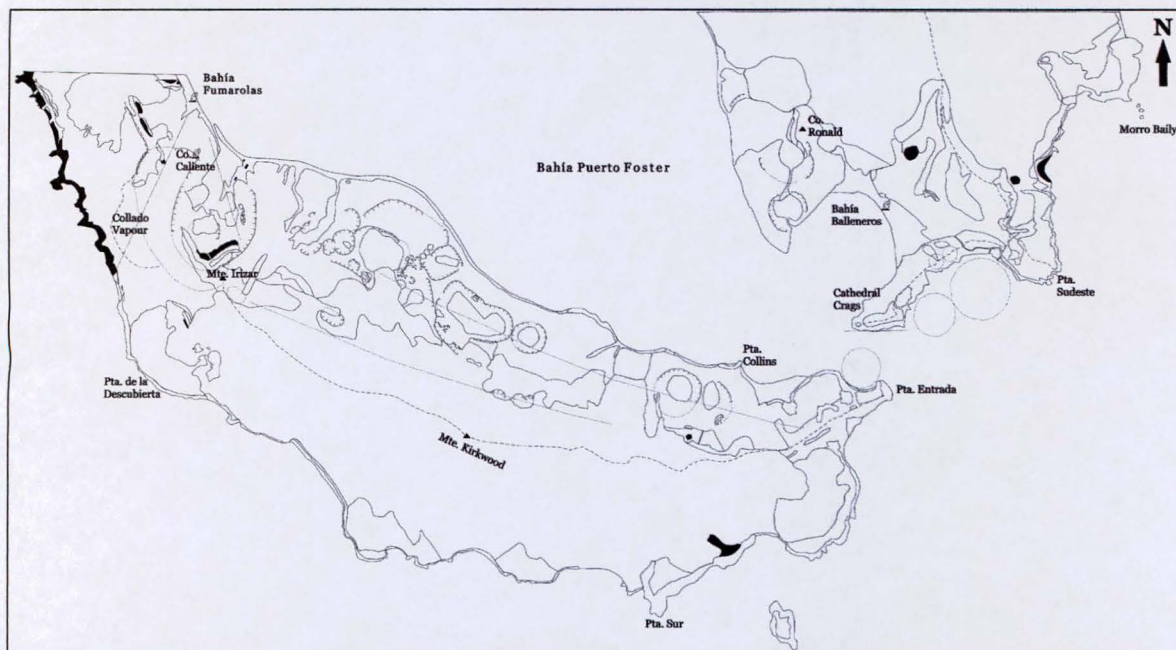


Figura 3-14: distribución de los afloramientos correspondientes a la Formación Outer Coast Tuff (en negro) en el área de estudio.

Esta formación posee entre 50- 70 m de espesor en la mayoría de sus afloramientos, alcanzando los 90 m sobre la costa externa al oeste de Bahía Fumarolas (Smellie, 2001). En el área de estudio un perfil tipo puede observarse en la ladera norte del Monte Irizar (Fig. 3-15 A y B; ver perfil adjunto fig. 3-2 (D)), el cual presenta una potencia de 30 metros.

Estas piroclastitas se apoyan sobre los depósitos escoriaceos de la Formación Fumarole Bay (en Punta Sur y Punta Collins) aunque en general no es posible observar la base de la unidad; y es superpuesta por lapillitas estratificadas de la Formación Baily Head y derrames lávicos de la Formación Stonethrow Ridge.

La unidad está constituida por un apilamiento de bancos tabulares de tobas lapillíticas mal seleccionadas de espesores mayores a 15 m, que pueden ser trazados lateralmente, por varios cientos de metros. Los bancos presentan espesores menores a los 3 metros y están compuestos por tobas lapillíticas matriz sostén masivas y groseramente estratificadas. Usualmente las partes basales son masivas y hacia el tope muestra una grosera estratificación (figura 3-16). Los tamaños de los individuos que componen la roca varían desde ceniza a bloques (fig. 3-17). Dentro de los fragmentos mayores se hallan litoclastos de variada composición y fragmentos juveniles tamaño bomba y lapilli, estos últimos con

formas blocosas. Los litoclastos son de composición basáltica, y en menor proporción lavas andesíticas, tufitas lapillíticas amarillas, basaltos alterados y raramente gabroides (Drosina, 2003). En sección delgada, esta roca presenta una textura matriz-sostén, compuesta por un 40% de matriz (fig. 3-18 A y B). Dentro de estos fragmentos mayores, el 50% son vitroclastos, el 30% cristaloclastos y el 20% litoclastos. Los vitroclastos son de color castaño, con formas irregulares, algunos de ellos pertenecen a fragmentos pumíceos, denotando cierta fluidalidad. Los litoclastos pertenecen a rocas volcánicas se encuentran muy alterados a material arcilloso- ferruginoso, se reconocen microlitos de plagioclasa esqueléticos. Los cristaloclastos se componen de fragmentos de cristales de plagioclasa anhedrales y piroxenos subhedrales que se encuentran circundados por óxidos de hierro y minerales de alteración. La matriz está compuesta por fragmentos vítreos muy finos, totalmente alterados a palagonita.

Se observó en el área de estudio que estos depósitos están intruidos por un sistema de diques correspondientes a la Formación Stonethrow Ridge. Los mismos fueron observados en la ladera norte del Monte Irizar, (fig 3-15 y ver perfil adjunto fig. 3-2 (D)) y en afloramientos de los acantilados de la costa externa entre Punta Sudeste y Morro Baily (ver perfil adjunto fig. 3-2 (B)).

Interpretación

Las rocas que conforman esta unidad fueron interpretadas por Baker *et al.*, (1975) como tefras de caída, interpretación errónea por las características masivas y pobremente seleccionadas de los depósitos. Para Smellie (2001, 2002) estaría formada principalmente por coladas y oleadas piroclásticas (pyroclastic flow y surge). Aunque estos autores reconocen que estarían mejor descriptos como depósitos de corrientes piroclásticas que variaron su grado de fluidización. Por lo tanto, habrían sido generadas por corrientes piroclásticas, principalmente por flujos piroclásticos densos, en los cuales hubo una importante participación de agua durante la erupción y han sido involucrados en el colapso de la caldera. Las columnas eruptivas fueron, probablemente, de baja altura y de alta densidad que colapsaron, resultando de esta manera múltiples corrientes piroclásticas que dieron lugar a los mencionados depósitos. Si bien es imposible de definir con

exactitud el centro eruptivo, por la amplia distribución areal y espesor de los afloramientos, y la inclinación de la estratificación radial hacia fuera, Smellie (2002) lo ubica en Puerto Foster pero no excluye la existencia de múltiples bocas de salida.

Sin embargo, según las observaciones realizadas en el área de estudio, estos depósitos presentan características similares a las descritas por Fiske y Matsuda (1964) para depósitos generados por flujos piroclásticos subacúeos (Fig. 3-19). Estos autores mencionan la existencia de dos zonas observables en los depósitos: una zona inferior masiva con gradación normal y pobremente seleccionada, que corresponden a flujos piroclásticos (iniciales) de una erupción voluminosa, como resultado de la generación de un flujo denso, poco turbulento, que se moviliza y deposita en el fondo marino; y una zona superior, compuesta por tobas estratificadas que representarían depósitos de corrientes de turbidez de magnitud decreciente, vinculados a los estadios finales de la efusión con concentraciones menores y de grano más fino de los materiales eyectados.

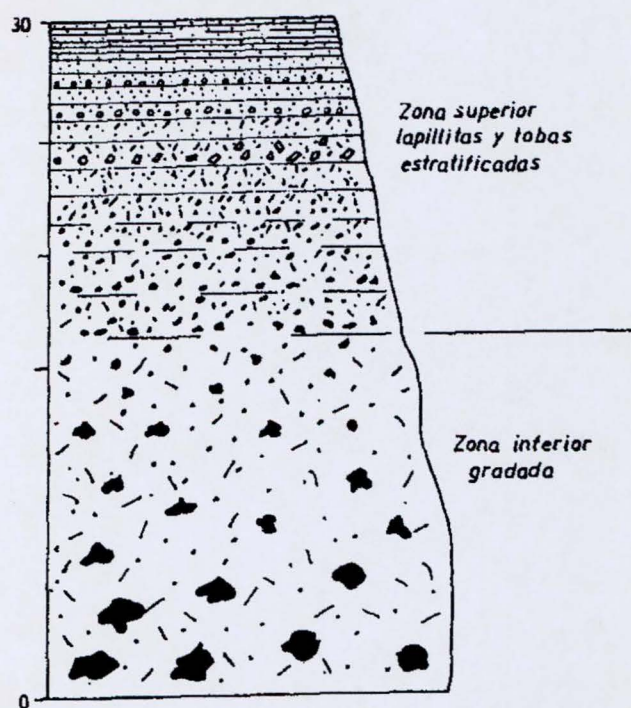


Fig. 3-19. Diagrama planteado por Fiske y Matsuda (1964) y Mazzoni (1986) donde se observan zonas características en depósitos de flujos subacúeos. La zona inferior puede presentar gradación inversa de pumíceos. La superior está constituida típicamente por gradación doble: disminución de tamaño hacia el techo en cada una de las unidades, y disminución granulométrica desde la base al techo. El espesor total puede variar desde cm hasta decenas de metros. (Fragmentos rellenos: líticos, “huecos” pumitas).

Sin embargo, en este caso, las secciones de tobas lapillíticas groseramente estratificadas no corresponderían a corrientes de turbidez, como en el caso que mencionan dichos autores, sino a fases mas diluidas del flujo piroclástico.

Cuando se trata de flujos subacueos, es probable que una vez penetrada la interfase aire-agua, se modifiquen por incorporación de agua y enfriamiento, gradando en sus características desde un flujo de alta temperatura a otro de baja temperatura (Mazzoni, 1986).

Según Llambias (2003) la temperatura de los flujos piroclásticos presenta grandes rangos de variabilidad, los valores mas bajos se encuentran entre 100 y 300°C y los más altos hasta cerca de la temperatura del *solidus* de 700-900°C. Respecto a esto la medición del magnetismo remanente natural del depósito puede resultar altamente significativo a falta de otras evidencias (Mazzoni, 1986).

Estos depósitos podrían corresponder a flujos piroclásticos de baja temperatura, aunque no a flujos fríos, donde el medio de movilización es el agua en estado líquido, como son los flujos de detritos y lahares. A partir del análisis paleomagnético de estas rocas, mediante técnicas de desmagnetización, Baraldo (1999) concluyó que las temperaturas de emplazamiento de estos depósitos habrían sido entre 300° y 350°C. Por lo tanto se tratarían de flujos piroclásticos de baja temperatura y no de flujos epiclásticos.

Por otro lado, Martí y Baraldo (1990) destacan que los productos de alteración que observaron en estos depósitos pueden ser interpretados como el resultado de la interacción de los fluidos porales provenientes principalmente de vapor de agua incorporado al sistema, cuando el magma interactuó con el agua de mar. En este sentido, es probable que una vez que el flujo penetre la interfase aire-agua, se modifique el flujo a uno más diluido (por incorporación de agua) y a su vez se enfríe, gradando en sus características estructurales de masivas a groseramente estratificadas.

En lo referente al apilamiento de bancos tabulares, se podrían explicar por la acumulación de sucesivas unidades de flujo que resultan de un único evento eruptivo.

En síntesis, a criterio del autor no se interpreta esta unidad como producto de coladas y oleadas piroclásticas como lo propone Smellie (2001, 2002). Por las características texturales y mala selección, se atribuye la depositación de estas

tefras a flujos piroclásticos densos de baja temperatura, que al ingresar al agua sufren en algunos casos cierta dilución, dando lugar a una muy grosera estratificación. De tratarse de oleadas piroclásticas, la laminación debería ser más marcada.

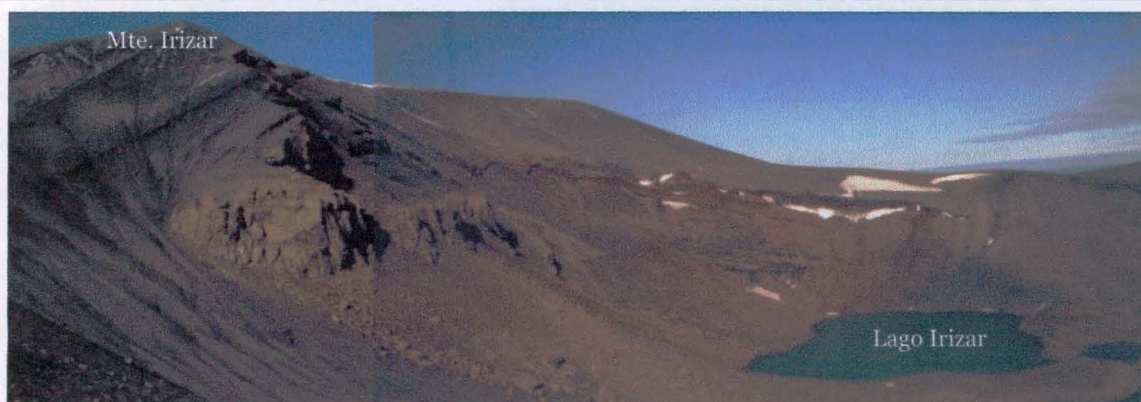


Fig. 3-15 A. Ladera norte del Monte Irizar, perfil tipo de la Fm. Outer Coast Tuff (OCT).

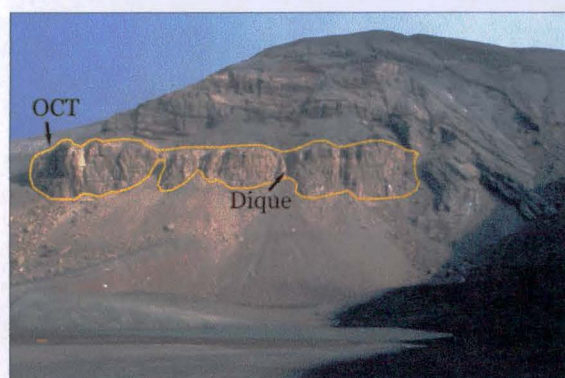


Figura 3-15 B. Ladera norte del Monte Irizar, perfil tipo de la Fm. Outer Coast Tuff (OCT) con intrusión de diques de la Fm. Stonethrow Ridge, M. Kendall Terrace.



Figura 3-17. Se observa variabilidad de tamaños en los individuos en la toba lapillítica. Fm. Outer Coast Tuff. Monte Irizar.

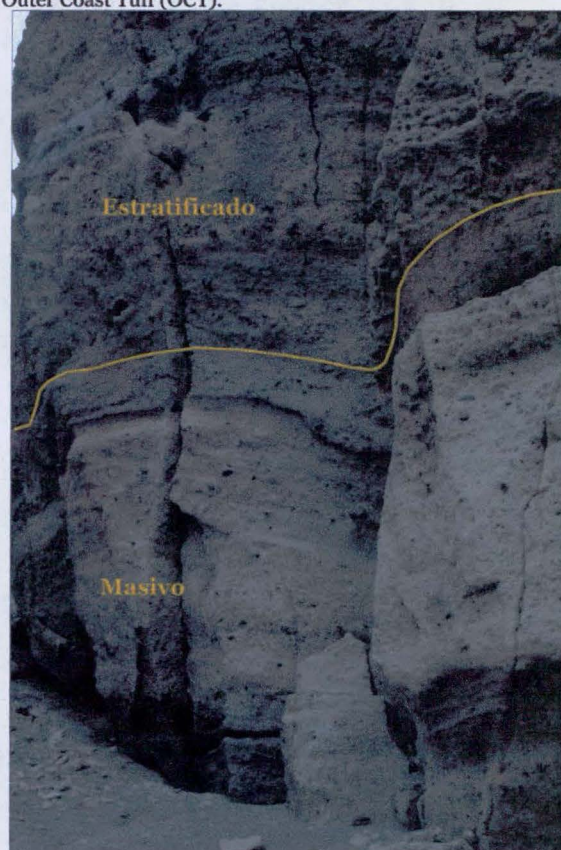


Figura 3-16. Partes basales masivas y groseramente estratificadas hacia la parte superior- Fm. Outer Coast Tuff.- Monte Irizar.

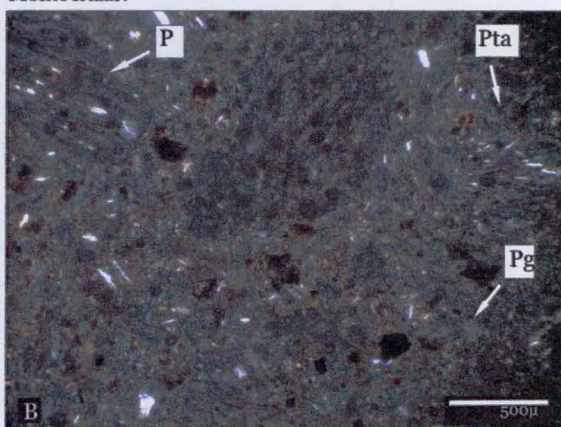
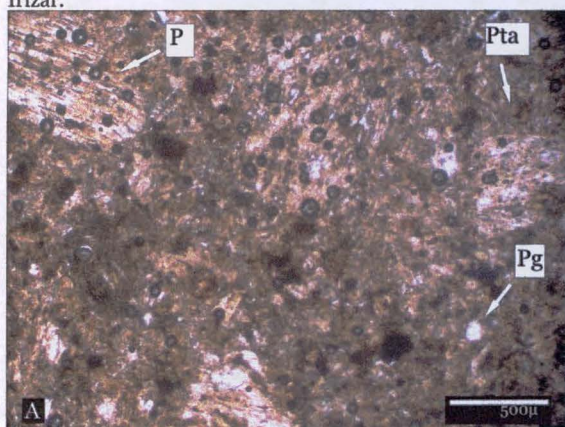


Figura 3-18. Micrografías sin (A) y con analizador (B) de toba lapillítica de la Fm. Outer Coast Tuff (OCT). Se observa textura matriz-sostén con presencia de fragmentos pumíceos (P); cristaloclastos de plagioclase (Pg); y palagonita (Pta).

GRUPO MOUNT POND

(Post-caldera)

El grupo Mount Pond comprende todas las formaciones correspondientes a los depósitos de post-caldera expuestos en la isla. Este grupo fue originalmente citado por Høltedahl (1929) como “Younger Volcanic Series”, también denominada por Olsacher (1956) “Serie Volcánica Moderna”, y posteriormente por Hawkes (1961), como “Post-caldera Series” (cuadro 2-1). Birkenmajer (1992) designó “Hawkes Group” a este conjunto de depósitos de post-caldera. Smellie (2001) los renombra y define como Mount Pond debido a la pobre correspondencia existente entre los depósitos de post-caldera con los del Grupo Hawkes, el cual incluye depósitos de pre-caldera.

Los afloramientos del Grupo Mount Pond se encuentran dominando la superficie del área de estudio (fig. 3-20), así como también de toda la isla, como lo menciona Smellie (2001, 2002). Aunque en general son depósitos relativamente poco potentes en relación a los depósitos de pre-caldera, en la zona de estudio se reconocen importantes espesores asociados a conos piroclásticos.

El límite inferior del grupo es discordante con el grupo infrayacente Port Foster. Está particularmente bien expuesto en el monte Irizar, en las zonas aledañas al Monte Kirkwood y a lo largo de la costa interna y externa.

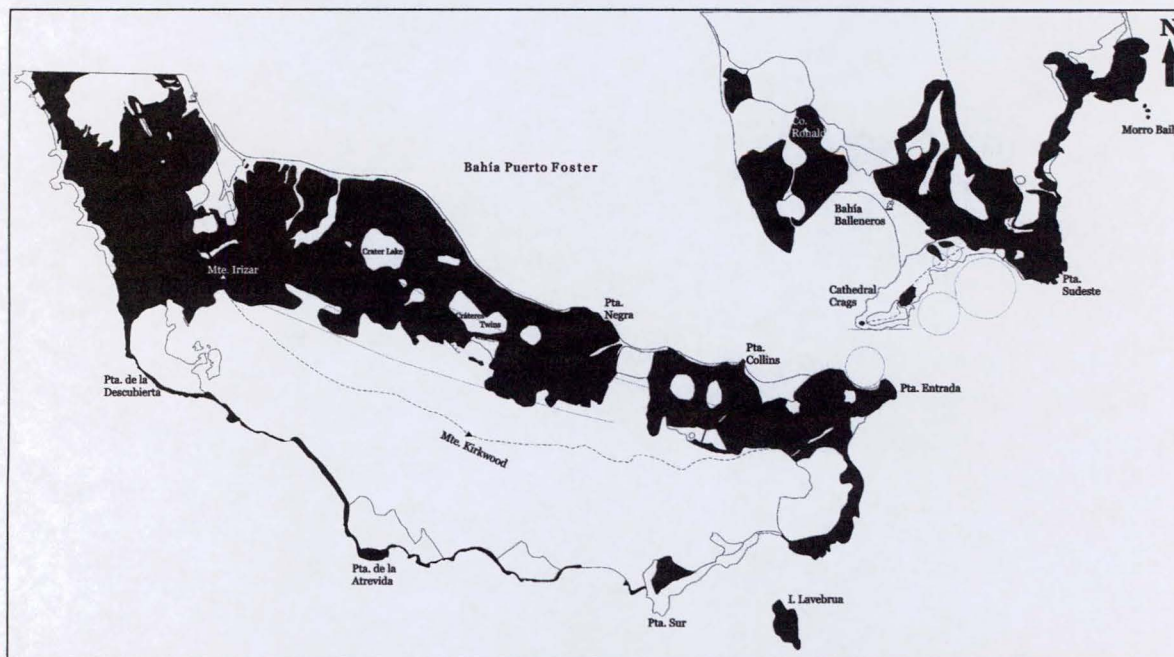


Fig. 3-20: Distribución de afloramientos del Grupo Mount Pond (en negro) en el área de estudio.

La edad conocida fue determinada por una datación de roca total a través del método K-Ar obteniéndose una edad de 150 ± 46 ka correspondiente a una muestra de lava en Cordón Stonethrow (Keller *et al.*, 1991; muestras de lava tomada de esa zona pertenecen a la formación Stonethrow Ridge). También por datación de C^{14} de restos orgánicos asociados a tefras en lagos y sedimentos de piso oceánico resultaron edades de entre 8 y 36 ka, respectivamente (Smellie, 2001).

El Grupo fue dividido por Smellie (2001) en tres formaciones: Baily Head, Stonethrow Ridge y Pendulum Cove. La subdivisión estratigráfica planteada por este autor se basa en una combinación de relaciones con morenas glaciares y la preservación de las geoformas primarias, las cuales marcan la división en erupciones tempranas y tardías de la actividad de post-caldera.

Las formaciones Baily Head y Pendulum Cove consisten casi totalmente en piroclastitas tamaño lapilli y ceniza, mientras que la formación Stonethrow Ridge está compuesta por lavas y escorias. Según Smellie (2001) la formación Stonethrow Ridge está compuesta por basaltos y andesitas basálticas pobres en sílice, en cambio la formación Pendulum Cove está formada principalmente por andesitas basálticas ricas en sílice y andesitas, y minoritariamente dacitas.

Las formaciones Baily Head y Pendulum Cove están compuestas por material piroclástico y fueron formadas por erupciones hidrovulcánicas explosivas, mientras que la formación Stonethrow Ridge fue originada por una combinación de erupciones magmáticas efusivas, de baja energía, sin interacción con agua (Smellie 2001, 2002).

En base al estudio realizado en el presente trabajo, se propone una división distinta de las unidades basada, en parte a las características citadas, y en la composición de las lavas y material piroclástico. Se considera aquí apropiado y útil a los fines de entender la evolución geológica de la isla, la división planteada en el cuadro 3-1. De esta manera el Grupo Mount Pond queda dividido en cuatro formaciones (Pendulum Cove, Baily Head, Cathedral Crags y Stonethrow Ridge) y esta última unidad en dos miembros (Kendall Terrace y Cerro Ronald), las cuales serán descriptas a continuación.

Formación Baily Head (Smellie, 2001)

Esta unidad esta compuesta principalmente por lapillitas estratificadas. El nombre fue propuesto por Smellie (2001) indicando que corresponden a rocas piroclásticas productos de las erupciones tempranas en el período de post- caldera. Tomando en cuenta la ocurrencia de dicha formación en el tiempo, correspondería a “Neptuno Bellows Group” citado por Hawkes (1961) y a la Formación Murature de Birkenmajer (1992), especialmente a la aflorante en el monte Irizar. Sin embargo, la mayoría de los afloramientos descritos por dichos autores no se corresponden con los considerados por Smellie (2001), por lo cual este autor los reunió bajo la denominación de Formación Baily Head, por ser en “morro” Baily donde aflora la sección tipo definida por este autor. Este afloramiento conforma un “cono de tobas” degradado, de 180 m de espesor, ubicado en la costa externa (fig. 3-21 A y B).

Esta unidad ha sido descripta recientemente en detalle en los afloramientos del crater Irizar y Mecón por Drosina (2003) y en afloramientos del Monte Irizar por Augusto (2005).

Esta formación se encuentra ampliamente distribuida en el área de estudio aunque usualmente en afloramientos de espesor y extensión reducidos. Se localiza en Morro Baily, costa externa entre Morro Baily y Punta Sudeste, Bahía Balleneros, Cerro Ronald, Punta Entrada, Cráteres Twins, Crater Lake, nacientes del arroyo Mecón, ladera norte del Monte Irizar, costa externa en cercanías de Punta de la Descubierta y Punta de la Descubierta (fig. 3-22). Según observación visual, posiblemente también aflora en Isla Lávebrua, pero por ser un lugar inaccesible no se pudo comprobar (ver perfil adjunto fig. 3-2 (A)).

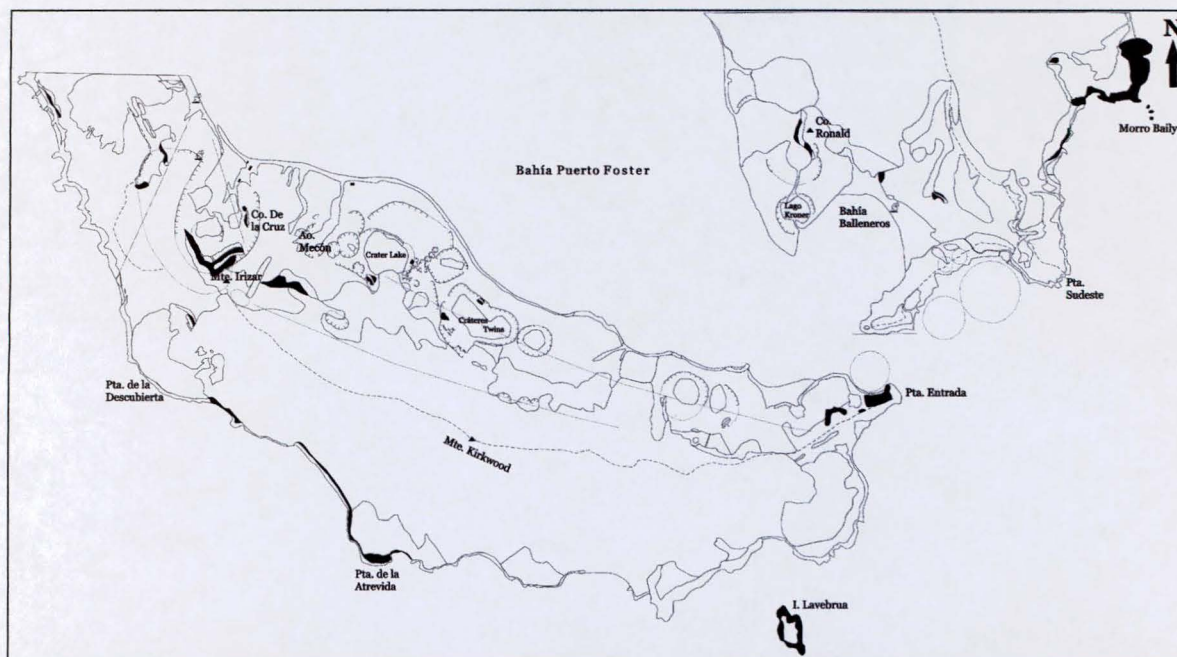


Figura 3-22: afloramientos correspondientes a la Formación Baily Head (en negro) en el área de estudio.

Esta unidad sobreyace indistintamente a las formaciones de pre y post-caldera y a su vez es cubierta e intercalada por depósitos y/o coladas de las otras unidades del grupo.

Está compuesta por lapillitas de color amarillo-grisáceo, con buen desarrollo de la estratificación, la cual es predominantemente planar. Se puede observar capas con estratificación entrecruzada, presentando formas de lecho principalmente de tipo dunas y antidunas, como se observa con excelente exposición en los afloramientos del cerro de la Cruz y monte Irizar (fig. 3-23). La laminación está muy bien definida, cada lámina está formada por una capa basal que muestra mayor tamaño de grano, con textura clasto sostén, con algunas zonas sin matriz y un espesor en general, de 7-10 cm mientras, que grada a otra que presenta menor tamaño de grano, matriz sostén y con un espesor de 1-5 cm., con gradación normal. En algunos afloramientos, como en las nacientes del arroyo Mecón, se observó depósitos masivos de lapillita brechosa de 40 cm de espesor, y en las porciones superiores se reconocen depósitos con estratificación muy bien desarrollada (fig. 3-24).

Es común en estos depósitos observar niveles con estructuras de impacto de bombas, de diferentes tamaños y composición (fig. 3-25). También se intercalan

con frecuencia bancos, de aproximadamente 60 cm de espesor, compuestas por lapilli acrecional o armados (fig. 3-26).

Sobre la pared oriental del lago Irizar y en los depósitos ubicados en el cerro de La Cruz se observaron numerosos canales con sus secciones transversales en forma de U. Estos canales son de dimensiones variables (Fig. 3-27 y 3-28) y se encuentran en laderas abruptas, a veces rellenos por material piroclástico (fig. 3-27) masivo. Según Fisher (1977) estos canales habrían sido formados por erosión de oleadas basales “nuees ardentes” o corrientes de turbidez, capaces de erodar canales con perfiles transversales redondeados en forma de “U” en un material erodable y en laderas abruptas donde la velocidad del flujo es alta. En las laderas con escasa pendiente, las oleadas basales se depositan en forma de detritos piroclásticos bien laminados, comúnmente entrecruzados.

Se observaron además estructuras semejantes a ondulitas en el perfil de monte Irizar y en la zona de las nacientes del arroyo Mecón (figs. 3-29 A y B; 3-30). Estas estructuras se encuentran localizadas en afloramientos de escaso espesor (0,5-1,20 m), con una inclinación de 30-35°. Sobreyacen a depósitos masivos (45 cm de espesor) que a su vez se apoyan sobre una colada basáltica. Hacia el tope de las facies masivas el material se torna más fino, con cierta laminación, mostrando una transición a depósitos laminados que poseen estructuras semejantes a ondulitas en las superficies de los bancos. Estos últimos son de granulometría más fina, con marcada laminación, dada por capas de lapilli clasto sostén y matriz sostén. Las ondulitas presentan longitud de onda de 4-25 cm aproximadamente y una amplitud de 1-2 cm. Vinculadas a las crestas de las ondulitas suelen desarrollarse fallas incipientes, donde algunas láminas son desplazadas mientras que otras se acomodan en continuidad (fig. 3-30; estas fallas fueron identificadas como directas por Drosina, 2003). Estas fallas presentan el mismo rumbo de los bancos (azimut 102°) e inclinación de 60° opuesta a la pendiente del terreno. En los afloramientos con pendientes menores a 30° se observa una suave ondulación asimétrica que se superpone semejante a las estructuras ondulíticas ascendentes (Caselli *et al.*, 2004b).

En los afloramientos del Cerro de la Cruz, esta unidad se encuentra atravesada por un sistema de diques alimentadores de las coladas correspondientes a la Formación Stonethrow Ridge (fig. 3-31; ver perfil adjunto fig. 3-2 (D)).

⊗ Estos canales en U, también han sido descritos por Smellie (2001) y en detalle por Drosina (2003).

Interpretación

Por la estratificación predominante de los depósitos piroclásticos (laminación planar y entrecruzada) que componen esta unidad, estos son interpretados como producto de oleadas piroclástica basales (*base surge*) que se generan directamente por erupciones explosivas freáticas y freatomagmáticas (Cas y Wright, 1987; McPhie *et al*, 1993). Las características estructurales y granulométricas observadas sugieren que estos depósitos se formaron a partir de flujos diluidos, con baja relación partícula/gas, donde los piroclastos son transportados en un medio gaseoso turbulento. Son el producto de oleadas basales (*base surge*). Esta formación es el resultado de erupciones que ocurrieron, posiblemente en un medio de aguas someras, generando conos de tobas. Wohletz y Sheridan (1979) consideran que los estratos masivos son depositados por pérdida de gases (deflación) en un estadio de alta concentración de la oleada piroclástica (*surge*) quizás involucrando algo de fluidización. El carácter masivo indica una alta concentración de partículas y tasas muy rápidas de depositación, probablemente involucrando enfriamiento en masa.

Wohletz y Sheridan (1983) reconocen la existencia de dos tipos fundamentales de depósitos de tefras hidrovolcánicas: secas y húmedas. Se diferencian por el estado físico del agua emplazada con la tefra. Los depósitos secos, en contraposición con los húmedos, presentan pocas evidencias texturales de la presencia de humedad durante el emplazamiento, abundantes estructuras entrecruzadas, estratificación finas bien desarrollada, depósitos jóvenes poco litificados, poca palagonitización y escaso lapilli acrecional. Sohn y Chough (1989) y Chough y Sohn (1990) presentaron un modelo de variación de facies laterales para depósitos de oleadas piroclásticas secas de anillos de tobas de la isla de Cheju en Corea. En este modelo muestran la variación lateral de facies predominantemente masivas en el sector proximal a entrecruzadas en el distal, pasando por facies planares, interpretados en términos de desaceleración de suspensiones turbulentas con el incremento de la distancia. Una variación lateral similar también fue observada y descripta en depósitos de oleadas piroclásticas húmedas de la isla de Linosa (Lanti *et al.*, 1988). Las facies masivas presentan el 80% en las secciones proximales; las que pasan a ser el 50% junto a facies planares en las secciones medias; y facies de laminación entrecruzada tipo duna

predominantes en las secciones distales. Por lo tanto, el tipo de facies presente no serían evidencias suficientes para diferenciar depósitos de oleadas húmedas de secas. Aunque debido principalmente al alto grado de cohesión y palagonitización que presentan estos depósitos, se podrían interpretar como el producto de oleadas piroclásticas húmedas y frías. Apoyado este resultado con lo obtenido a partir del análisis paleomagnético de estas rocas. Mediante técnicas de desmagnetización, Baraldo (1999) concluyó que las temperaturas de emplazamiento de estos depósitos habrían sido entre 300° y 400°C, obteniendo la mayor temperatura para los depósitos del monte Irizar. Este autor atribuye las diferencias de temperatura, entre el centro (400°C) y los márgenes (300°C) de la isla en función de la cercanía al centro emisor. También Drosina (2003) interpreta a los depósitos aflorantes en la zona del cráter Irizar como oleadas piroclásticas húmedas ubicados en la zona proximal atribuyéndolas a la erupción del anillo de tobas de Cráter Irizar.

Con referencia a los depósitos con estructuras semejante a ondulitas, estos muestran fallas que poseen inclinación opuesta a la pendiente del terreno en las que se apoyan estos depósitos, lo cual pueden ser interpretadas como resultantes de un movimiento de cizalla pendiente abajo por gravedad (fig. 3-28 y 3-29). La continuidad de algunas de las láminas, superiores o intercaladas, indicarían que el movimiento se habría producido en un estado post-depositacional temprano o sin-depositacional. Es evidente que estas estructuras no están relacionadas a ondulitas de corriente y se han originado por el movimiento hacia abajo favorecido por la pendiente, de dichos depósitos en estado semiplástico. Las fracturas se pueden haber producido inmediatamente después de la depositación del material, todavía en un estado de transición frágil-dúctil, originadas por un movimiento sin-depositacional o post-depositacional de cizalla, pendiente abajo (Caselli *et al.*, 2004b).



Figura 3-21 A



Figura 3-21 B

Figura 3-21 A y B. Fm Baily Head - Morro Baily, “cono de tobas” degradado, seccion tipo. a: vista general del cono desde el Este y; b: vista general del cono desde el Norte.

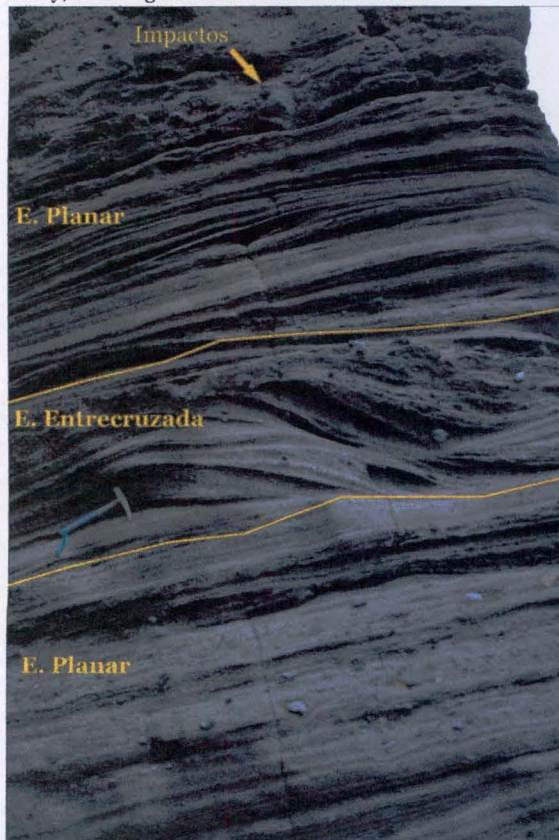


Figura 3-23. Estratificación planar y entrecruzada del tipo duna y antiduna; e impactos- Fm. Baily Head. Cerro de La Cruz.

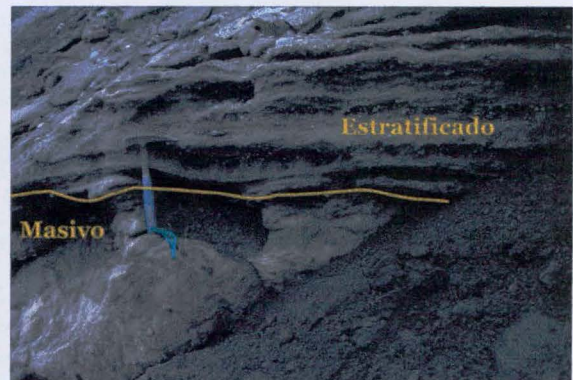


Figura 3-24. Depósitos masivos gradan a estratificados- Fm. Baily Head. Nacientes de arroyo Mecón.



Figura 3-26. Lapilli acrecional o armado de la Fm. Baily Head.

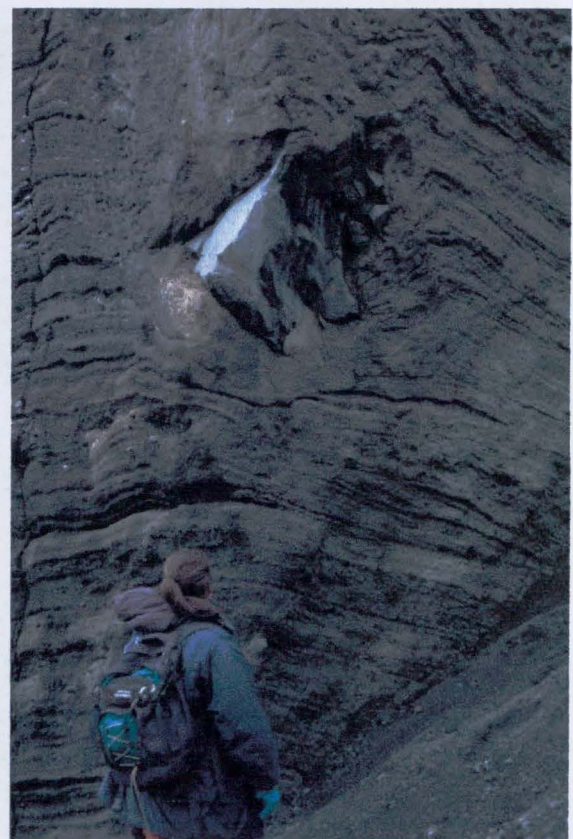


Figura 3-25. Impactos de diferentes tamaños. Fm. Baily Head- Cerro de la Cruz.

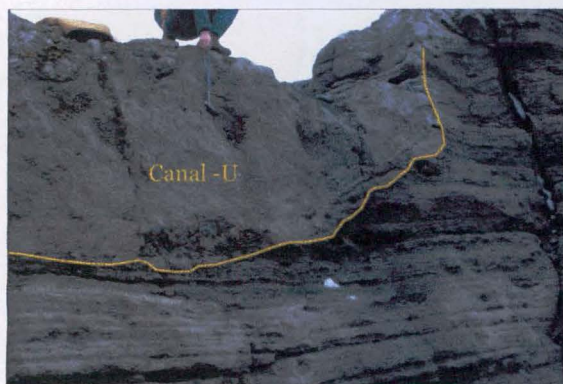


Figura 3-27. Canal con forma de U en depósitos de la Fm. Baily Head en Cerro de La Cruz.



Figura 3-28. Canales con forma de U en depósitos de la Fm. Baily Head en pared oriental del Lago Irizar.

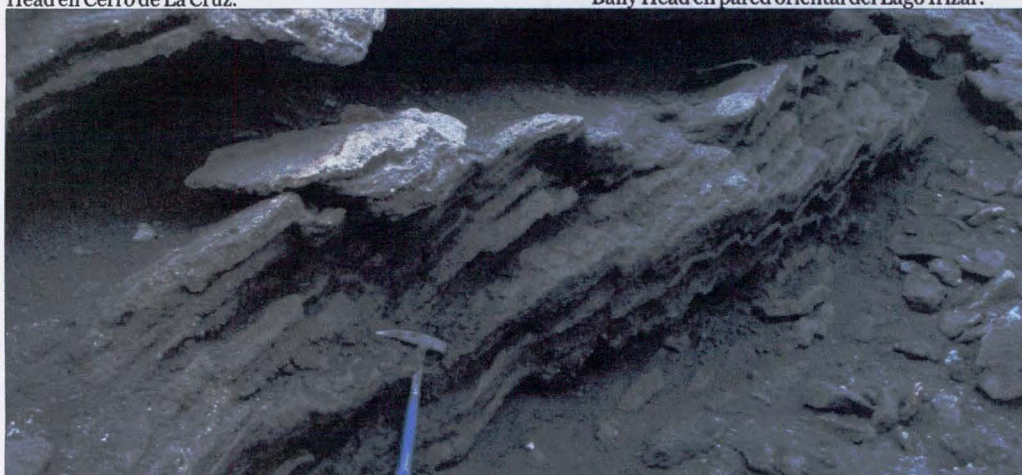


Fig. 3-29A.

Depósitos con estructuras semejantes a ondulitas Fm. Baily Head en nacientes de arroyo Mecón.

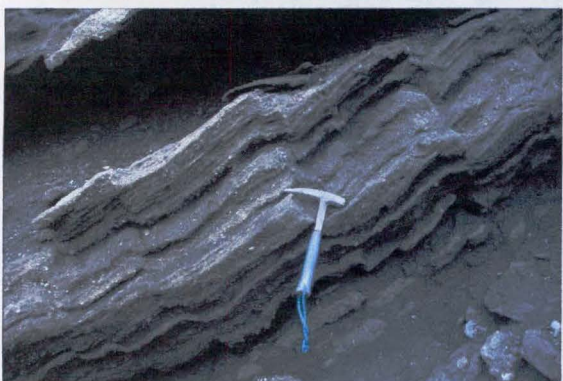


Figura 3-29 B. Estructuras semejantes a ondulitas y fallas incipientes- Fm. Baily Head en nacientes de arroyo Mecón.



Figura 3-31. Diques de la Fm Stonethrow Ridge en los depósitos de la Fm Baily Head- Cerro de la Cruz.



Figura 3-30. Detalle de las fallas incipientes vinculadas a las crestas de las ondulitas- Fm. Baily Head.

Formación Stonethrow Ridge (Smellie, 2001)

Esta unidad está compuesta por derrames lávicos y escorias generadas, por lo menos en algunos casos, a partir de erupciones fisurales. Son de composición basáltica y andesítica basáltica, y las lavas son en muchos casos clastogénicas, con espesores menores a 10 m aunque localmente alcanzan 45 m de espesor.

Algunos afloramientos de esta formación, fueron originalmente denominadas por Hawkes (1961) como Grupo Whalers Bay. El nombre lo propone por el lugar donde se encontraría el perfil tipo de estas rocas. Sin embargo, Smellie (2001), no coincide con que el perfil tipo de Hawkes (1961) corresponda a esta unidad y propone modificar el nombre por el de Formación Stonethrow Ridge, por ser allí (cordón Stonethrow), a criterio de este autor, donde existen los mejores afloramientos de estas rocas.

Aflora principalmente en la parte superior de la caldera (*rim*) y gran parte de los derrames llegarían a la costa, tanto externa como interna (figura 3-32, ver mapa geológico adjunto).

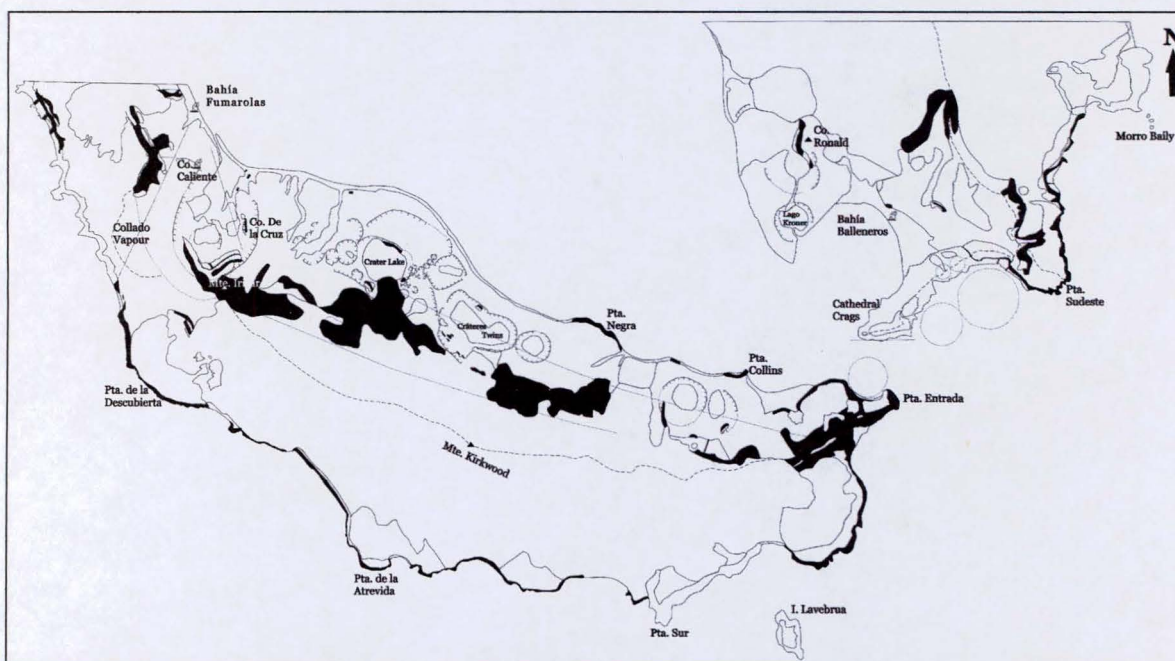


Figura 3-32: afloramientos correspondientes a la Formación Stonethrow Ridge (en negro) en el área de estudio.

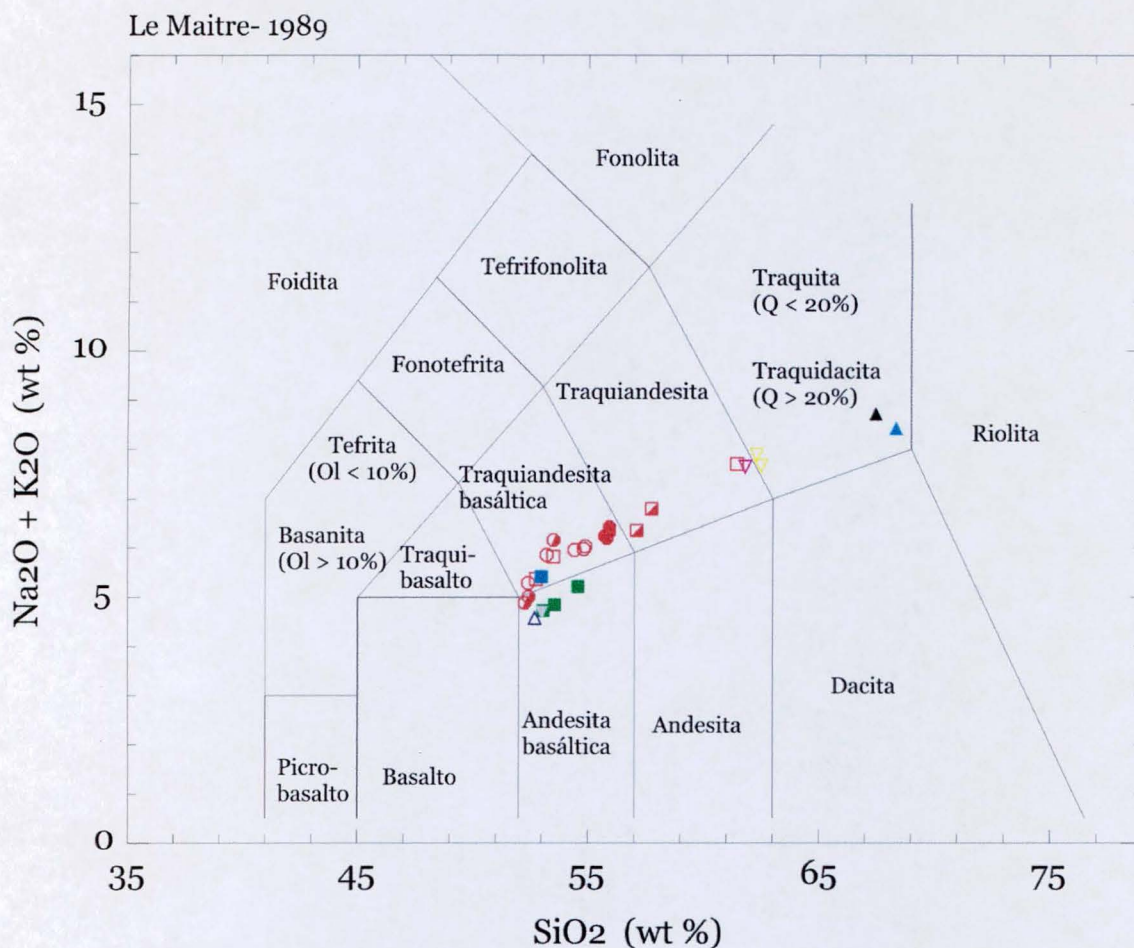
Esta unidad sobreyace en forma discordante a las dos formaciones del Grupo Port Foster que afloran en el área de estudio y se encuentran localmente interestratificada con piroclastitas de la Formaciones Baily Head y tefras de la Formación Pendulum Cove. Esto indicaría claramente que las formaciones mencionadas son coetáneas (fig. 3-33).

Smellie (2001) dividió a esta formación en dos miembros (Kendall Terrace y Mount Kirkwood) separados por depósitos morénicos inconsolidados, cuya relación estratigráfica solo puede ser observada en algunos sectores de la isla. Este autor realizó la división de estos miembros según criterios cronológicos ya que son litológicamente indistinguibles. En el presente trabajo se distinguió esta unidad en dos miembros diferentes: Kendall Terrace y Cerro Ronald (cuadro 3-2 y figura 3-34) en base a criterios petrográficos y geoquímicos. Dentro del Miembro Kendall Terrace se reunió a las rocas correspondientes a los miembros Kendall Terrace y Mount Kirkwood propuestos por Smellie (2001) y en el miembro Cerro Ronald a lavas más evolucionadas halladas en el área de estudio (identificadas por Smellie (2001) como Miembro Kendall Terrace y Pendulum Cove).

Muestra	Formación-miembro	Tipo de roca	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
SR-MKM799.9	STR-mkt	lava	54,85	2,04	15,93	10,61		0,18	3,61	7,27	5,23	0,78	0,30	-0,33
SR-KTM753.6	STR-mkt	lava	54,90	1,95	16,18	10,04		0,18	3,54	7,06	5,20	0,79	0,34	-0,46
SR-KTM753.9	STR-mkt	aglutinada	53,39	2,26	16,06	10,97		0,19	3,82	7,44	5,19	0,69	0,36	-0,37
SR-KTM773.1	STR-mkt	lava	52,82	1,99	16,47	10,58		0,17	4,48	8,63	4,73	0,60	0,32	-0,39
SR-KTM773.2	STR-mkt	lava	55,33	2,33	15,43	10,90		0,17	3,33	6,85	5,24	0,84	0,43	-0,39
PC-vc785.2	PC	bomba	52,58	1,79	16,67	9,90		0,16	5,05	9,26	4,41	0,50	0,27	-0,46
PC-vc789.17	PC	bomba	52,53	1,80	16,48	9,96		0,16	4,88	9,08	4,49	0,53	0,27	-0,43
PC-vc799.3	PC	bomba	53,75	2,48	15,39	11,28		0,19	3,54	7,18	5,50	0,68	0,45	-0,47
PC-cl799.5	PC	bomba	55,75	1,86	15,83	9,81		0,17	3,33	6,76	5,37	0,87	0,33	-0,48
PC-cl799.10	PC	bomba	56,23	1,93	15,95	9,96		0,17	3,30	6,66	5,37	0,87	0,34	-0,46
PC-cl800-7	PC	bomba	56,13	1,93	15,75	9,91		0,17	3,22	6,50	5,52	0,93	0,33	-0,36
PC-cl801.1	PC	bomba	55,82	1,91	15,66	9,95		0,17	3,25	6,43	5,36	0,94	0,33	-0,30
PC-cp795.8	PC	bomba	61,61	1,27	15,49	7,77		0,18	1,71	4,13	6,37	1,35	0,41	-0,25
PC-cp795.10	PC	bomba	53,00	2,00	16,00	11,00		0,20	4,30	8,30	4,80	0,60	0,30	0,00
PC-cp795.12	PC	bomba	53,71	2,34	15,28	11,60		0,19	3,68	7,37	5,18	0,67	0,41	-0,18
PC-kl809.5	PC	bomba	57,90	1,83	15,77	9,19		0,17	2,65	5,54	5,78	1,03	0,38	-0,40
PC-kl841.2	PC	bomba	57,29	1,91	15,99	9,46		0,17	2,83	5,97	5,45	0,92	0,34	-0,34
I17	STR-mkt	lava	52,63	1,69	16,51	9,74		0,16	4,76	8,76	4,12	0,57	0,26	0,48
LI3B	STR-mkt	lava	53,65	1,73	16,46	9,74		0,16	4,61	8,71	4,31	0,55	0,27	-0,45
C6	STR-mkt	lava	53,25	2,55	15,19	11,98		0,19	3,89	7,63	4,77	0,67	0,40	-0,56
I5 (2)	STR-mkt	escoria	54,57	1,23	17,78	7,80		0,13	4,50	8,58	4,47	0,75	0,20	0,01
FU22B	FB-ll	pillow	51,55	2,40	14,81	11,78		0,18	4,13	8,15	3,91	0,57	0,35	2,14
40	STR-mcr	lava	62,21	1,12	15,76	8,14		0,17	1,43	3,76	6,15	1,55	0,39	0,00
41	STR-mkt	lava	53,67	1,58	17,13	9,65		0,16	4,81	9,30	4,19	0,56	0,25	0,00
42	STR-mcr	lava	61,58	1,10	15,26	7,66		0,17	1,33	3,55	6,24	1,56	0,42	0,00
43	STR-mcr	lava	62,44	1,12	15,40	7,80		0,17	1,39	3,58	6,27	1,39	0,38	0,00
51b	STR-mcr	lava	67,96	0,63	14,56	5,23		0,14	0,58	1,82	6,45	1,93	0,14	0,19
52	STR-mcr	lava	67,35	0,60	14,66	5,32		0,14	0,56	1,79	6,76	1,84	0,13	0,13
FNE4	CC	pómez	66,15	0,56	14,11	0,00	4,92	0,17	0,52	1,37	6,85	2,60	0,10	2,63

Cuadro 3-2. Análisis químicos mayoritarios de vulcanitas presentes en el área de estudio (**STR- mkt**: Formación Stonethrow Ridge-miembro Kendall Terrace; **STR-mcr**: Formación Stonethrow Ridge-miembro Cerro Ronald; **PC**: Formación Pendulum Cove; **CC**: Fm. Cathedral Crags)

Los análisis químicos aquí presentados se realizaron en los laboratorios de “Activation Laboratories Ltd.” de Canadá.



- △ Lavas almohadilladas Fm Fumarole Bay- M. Lava Lobe.
- Lavas Fm Stonethrow Ridge- M. Kendall Terrace (Smellie and Millar, 2002)
- Lavas y escorias Fm Stonethrow Ridge- M. Kendall Terrace (Monte Irizar)
- Lavas Fm Stonethrow Ridge- M. Kendall Terrace (Cerro de la Cruz)
- ▼ Lavas Fm Stonethrow Ridge- M. Kendall Terrace (entre Punta Collins y Pta. Entrada)
- ▽ Lavas Fm Stonethrow Ridge- M. Cerro Ronald (Punta Negra)
- ▲ Lavas Fm Stonethrow Ridge- M. Cerro Ronald (Coladas en Punta Collins)
- ▲ Lavas Fm Stonethrow Ridge- M. Cerro Ronald (Coladas Cerro Ronald)
- Bombas Fm Pendulum Cove- Vapour Col (Smellie and Millar, 2002)
- Bombas Fm Pendulum Cove- Cráter Lake (Smellie and Millar, 2002)
- Bombas Fm Pendulum Cove- Lago Kroner (Smellie and Millar, 2002)
- Bombas Fm Pendulum Cove- Punta Collins (Smellie and Millar, 2002)
- ▲ Fragmentos pumíceos Fm Cathedral Crags (Cathedral Crags).

Fig 3-34. Diagrama de elementos mayoritarios (Na₂O + K₂O vs. SiO₂) de rocas extraídas de coladas lávicas correspondientes a la Formación Stonethrow Ridge. Se agregan (signos en rojo) análisis de bombas volcánicas analizadas por Smellie y Millar (2002).

Miembro Kendall Terrace (Smellie, 2001)

En esta subunidad se reunió, en este trabajo, a las rocas correspondientes a los miembros Kendall Terrace y Mount Kirkwood de Smellie (2001). Este último incluía los productos de varias erupciones históricas ocurridas en 1839-42 y 1969, que composicionalmente son semejantes a las de Kendall Terrace (cuadro 3-2 y figura 3-34). Estas erupciones más recientes fueron caracterizadas por generarse a través de fracturas en los glaciares del Monte Kirkwood y Monte Pond (cf. Baker *et al.*, 1975; Smellie 2001, 2002).

Baker y Roobol (1975) y posteriormente Baraldo (1999) han dividido los depósitos post-caldera en Erupciones Pre-históricas e Históricas. Dentro de las Históricas se encuentran los derrames y depósitos de las erupciones de 1842, post 1842, pre 1957, 1912-17, 1967, 1969, 1970.

En este trabajo se subdividió al miembro Kendall Terrace en dos subunidades informales: Pre-históricas e Históricas, incluyendo en esta última a las coladas relacionadas a la erupción de 1842 (fig. 3-35; ver mapa geológico adjunto).

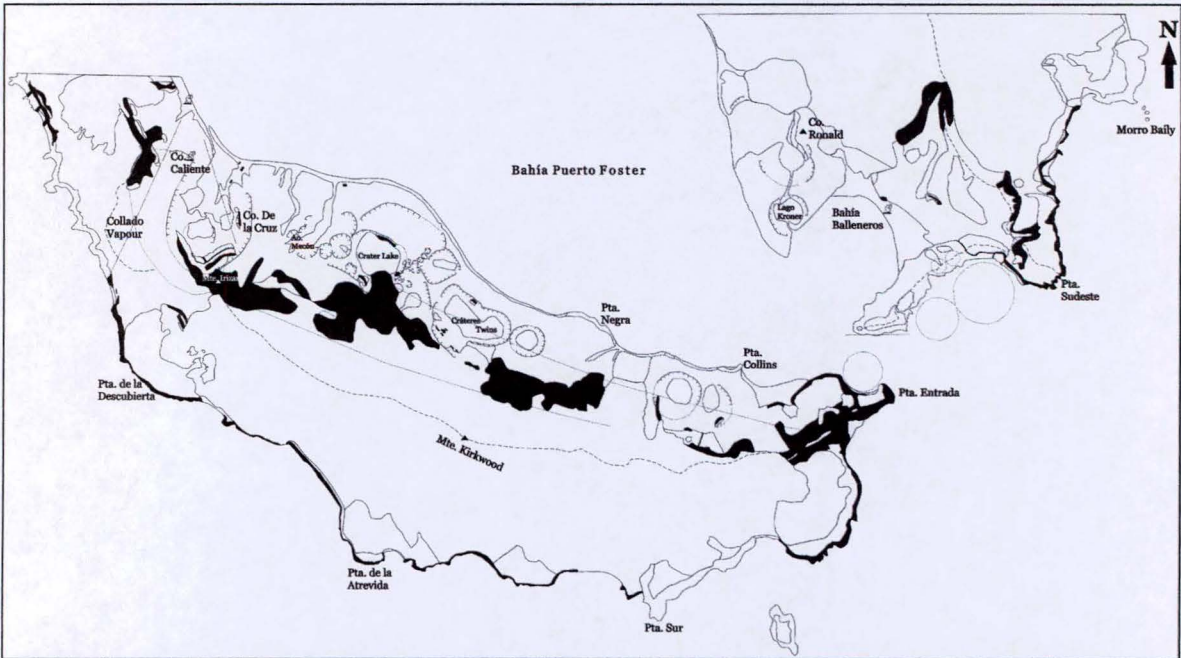


Figura 3-35: distribución de los afloramientos correspondientes al Miembro Kendall Terrace (en negro) de la Formación Stonethrow Ridge en el área de estudio.

Miembro Kendall Terrace – Erupciones Pre –históricas

Esta subunidad se encuentra aflorando en gran parte de la zona de estudio (fig. 3-36, ver mapa geológico adjunto) tanto en la costa externa como interna de la isla.

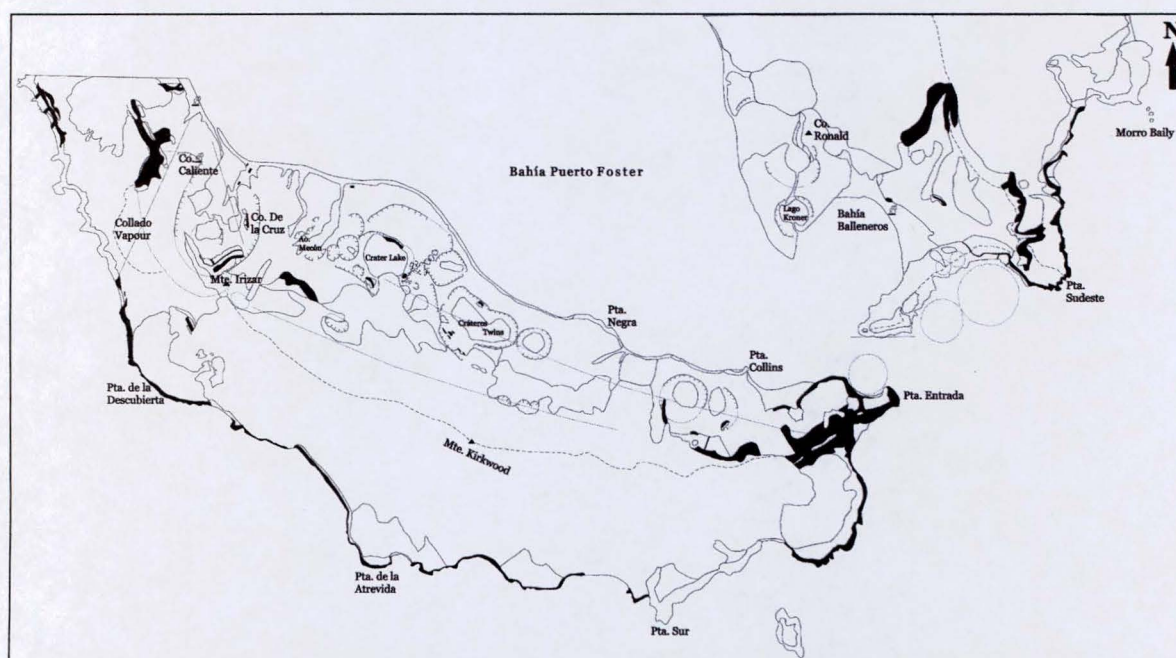


Figura 3-36: afloramientos correspondientes a Miembro Kendall Terrace- Erupciones pre-historicas (en negro) en el área de estudio.

En forma general esta unidad está compuesta por coladas lávicas de composición andesita basálticas (figura 3-34), de color gris claro y en general muestran en superficie tonalidades rojizas. Usualmente se observan numerosas coladas de 1 a 5 m de espesor alternando con depósitos de escorias, que suelen presentarse en sucesiones de espesores considerables, alcanzando los 20-30 m, y destacándose en los acantilados de la costa externa (fig 3-37 y 3-38).

Si bien, algunas de las coladas son clastogénicas (fig. 3-39), generalmente, estas rocas se presentan con vesículas alargadas y esféricas e incluso en algunos casos con amígdalas. Presentan una textura afanítica o pueden mostrar, en muestra de mano, pequeños fenocristales de plagioclasa. Al microscopio se observaron muestras del Monte Irizar, Punta de la Descubierta, Crater Lake y

algunos diques de la costa externa en cercanías a Punta Sudeste. En ellas se observaron que presentan una textura porfírica, con escasos fenocristales (25%) y pasta (75%) con textura intergranular (Fig. 3-40 A y B). Los fenocristales corresponden a plagioclasa completamente cribados, subhedrales y prismáticos. Estos cristales se encuentran maclados y zonados. También se hallan cristales pequeños de clinopiroxeno con ángulo de extinción de 30° , posiblemente pigeonita, también se presentan cribados y maclados. La pasta está compuesta por microlitos de plagioclasa, algunos de ellos esqueléticos, sin alineación; minerales opacos de pequeño tamaño y cristales de clinopiroxeno. Las amígdalas son pequeñas y con forma circular o predominantemente alargadas. En las coladas de Cráter Lake, se reconocieron ortopiroxenos (altamente fracturados) y en forma minoritaria olivina.

Varios diques alimentadores se pueden observar atravesando depósitos de las formaciones infrayacentes y que se conectan con coladas y/o niveles de escoria. En cerro de la Cruz se observan atravesando la Formación Baily Head; en Monte Irizar y acantilados de la costa externa cortando a las Formaciones Outer Coast Tuff y Fumarole Bay (ver perfil adjunto fig. 3-2 (A, B y D)), y en la zona de Punta Collins atravesando también a esta última unidad.

Fig. 3-33.
Contacto entre
Fm. Baily Head
y Fm.
Stonethrow
Ridge

Punta Entrada.

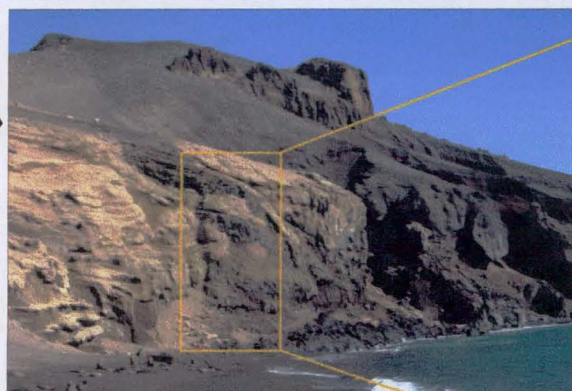


Figura 3-37. Coladas lávicas del Miembro Kendall Terrace-
Erupciones Pre-históricas-Fm. Stonethrow Ridge- Punta
Sudeste.



Figura 3-39. Coladas clastogénicas de las Erupciones Pre-
históricas, del Miembro Kendall Terrace-Fm. Stonethrow
Ridge.

Fig. 3-40 A y B. Micrografías de las coladas del Miembro
Kendall Terrace- E. Pre-históricas-Fm. Stonethrow Ridge. A:
sin analizador y B: con analizador (Pg: plagioclasa).

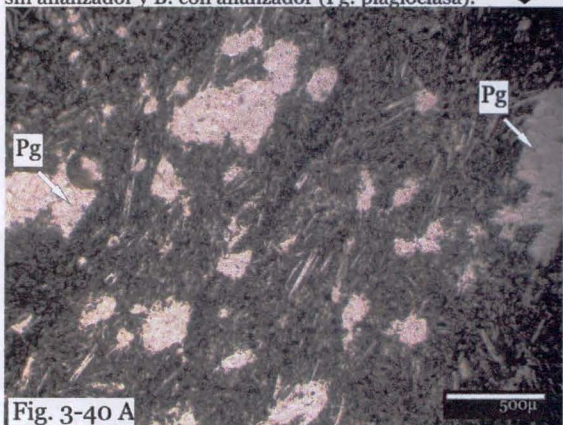


Fig. 3-40 A

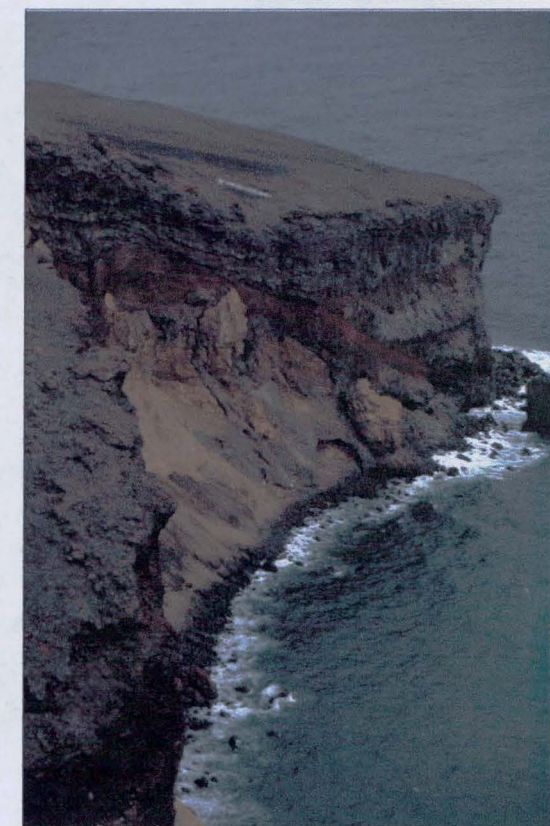


Figura 3-38. Coladas lávicas del Miembro Kendall Terrace-
Erupciones Pre-históricas-Fm. Stonethrow Ridge- Punta
Sudeste.

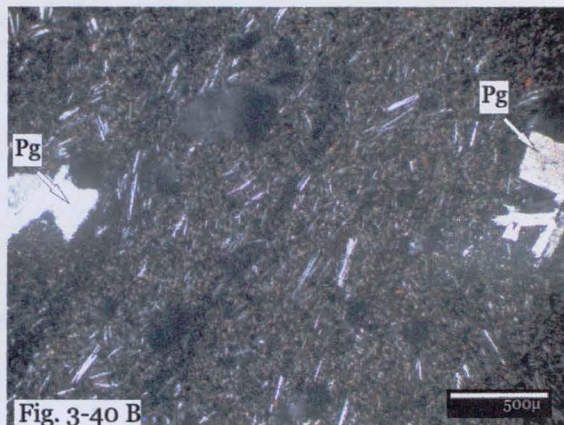


Fig. 3-40 B

Miembro Kendall Terrace – Erupciones Históricas

Birkenmajer (1992) las denominó como Formación Kirkwood ocupando una pequeña área en el flanco norte del monte Kirkwood. Conforman una serie de al menos once pequeños cráteres rellenos de escoria basáltica de color rojo relacionados con fisuras paralelas al borde de la caldera y que se observan en cráter Lake y cráteres Twins. Existen testimonios de febrero de 1842 citados por Roobol (1973) donde el capitán Smiley observó 13 volcanes en actividad. También constan dataciones liquenométricas de *Rhizocarpon geographicum*, y de bloques de lava basáltica escoriácea de cráter Lake, resultando una edad de alrededor de 150 años (Birkenmajer, 1992). Mientras Smellie (2001), como se mencionó anteriormente, reunió a estas erupciones bajo la jerarquía de miembro (Mount Kirkwood).

Aflora en las zonas aledañas al monte Kirkwood conformando los afloramientos de monte Irizar, cráteres Twins, cráter Lake, parte superior de Punta de la Descubierta y la costa externa al sur del collado Vapour (Figura 3-41 y mapa geológico adjunto).

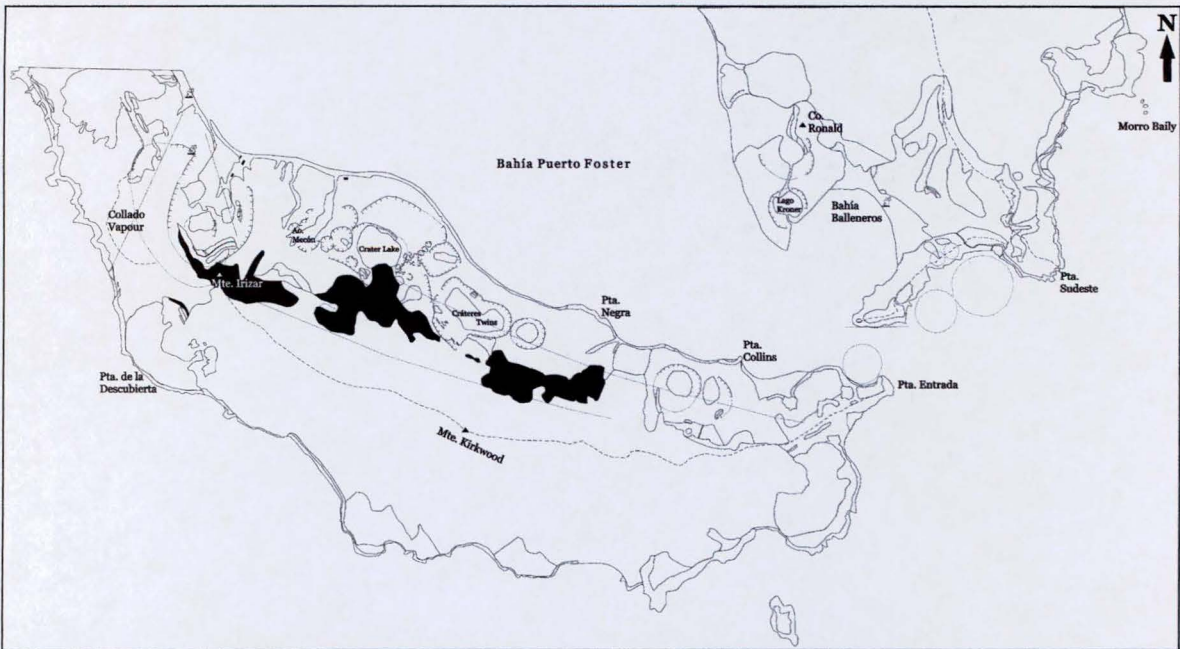


Figura 3-41: distribución de afloramientos correspondientes a Miembro Kendall Terrace – Erupciones Históricas (en negro) en el área de estudio.

Esta subunidad está compuesta principalmente por coladas lávicas y niveles de escorias de color negro y rojo; de composición andesita basáltica y andesitas (Risso *et al.*, 1994) y traquiandesita basáltica (fig. 3-34; Smellie y Millar, 2002). Se destaca la colada ubicada en cráter Lake, del tipo Aa, es la mejor preservada de la isla, posee un ancho frontal de 200 m, un largo de 700 m aproximadamente y un espesor de 2 a 10 metros (fig. 3-42). La zona frontal y superficial de la colada se presentan fragmentadas y rugosas (*clinker*, fig. 3-43, Cas and Wright, 1987; y fig. 3-44). Internamente esta lava muestra bandeamientos constituidos por sectores masivos y otros donde se exhiben vesículas elongadas (fig. 3-45).

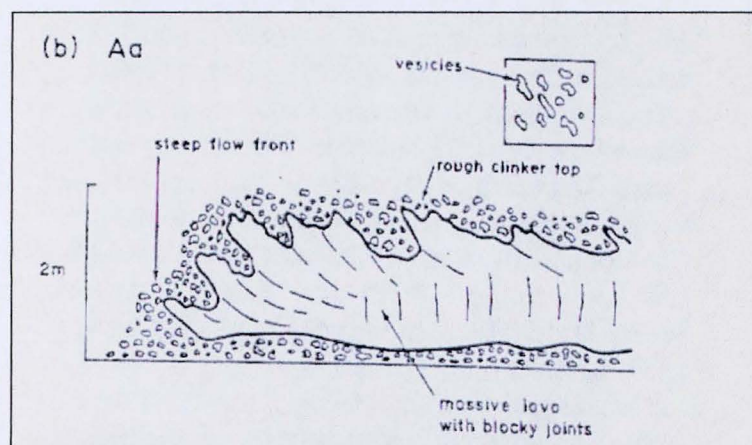


Fig. 3-43 Sección longitudinal de flujo de lava basáltico de Subaereo del tipo Aa (Cas and Wright, 1987).

Existen tubos internos al flujo de lava, de aproximadamente 1,5 m de diámetro (fig. 3-46). Otra de las características superficiales observadas en esta colada son las crestas de presión (*Pressure ridges*) estructuras elongadas de la corteza de la colada, subparalelas a la dirección de flujo y perpendiculares a este en la parte central de la colada (fig. 3-47). Estas crestas de presión pueden ser causa del aumento de la presión de la lava todavía líquida fluyendo debajo de la superficie solidificada (Cas and Wright, 1987).

En fractura fresca son de color gris, aunque en superficie presenta tonalidades rojizas. Al microscopio presenta textura microporfírica donde los fenocristales (35%) se encuentran inmersos en una pasta (65%) con textura pilotaxica (fig. 3-48 A y B). Los fenocristales están representados por cristales de plagioclasa, completamente cribados, subhedrales y maclados, y cristales de clinopiroxeno. La pasta está compuesta por microlitos de plagioclasa alineados

denotando cierta fluidalidad y gran cantidad de minerales opacos (principalmente alrededor de los fenocristales de plagioclasa). Algunos fenocristales de plagioclasa se encuentran formando glomérulos con cristales de piroxeno y otros se destacan por su gran tamaño (fig. 3-49 A y B). Existen amigdalas, alargadas y con disposición paralela a los microlitos de plagioclasa.

Esta subunidad también se puede encontrar en la zona del arroyo Mecón conformando una colada confinada en un valle con dirección de flujo hacia el interior de la caldera, que presenta características similares a las anteriormente descritas (fig. 3-50). Se encuentran bombas tamaño bloque de hasta 25-30 cm de diámetro (fig. 3-51). Al microscopio presenta textura escoriácea (30% de vesículas, alineadas y alargadas) y porfírica. Los fenocristales (40%) están inmersos en una pasta (60%) de textura pilotáxica a intergranular. Estos están representados por plagioclasa, abundantes minerales opacos y escasos cristales de clinopiroxeno (entre ellos pigeonita). Las plagioclasas y piroxenos se presentan conformando glomérulos intercrecidos. La pasta posee microlitos de plagioclasa alineados, cristales de piroxeno y gran cantidad de minerales opacos.



Figura 3-42. Colada lávica, tipo Aa- Miembro Kendall Terrace- Erupciones Históricas- Fm. Stonethrow Ridge En Cráter Lake.

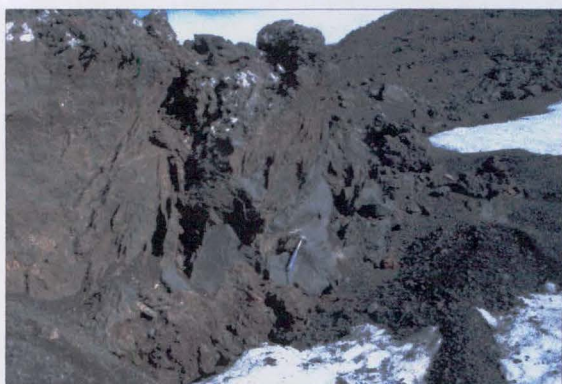


Figura 3-44. Colada tipo Aa con superficies fragmentadas y rugosas (*clinker*)- Miembro Kendall Terrace- Erupciones Históricas- Fm. Stonethrow Ridge- Cráter Lake.



Figura 3-45. Se observan sectores masivos y vesiculados- Miembro Kendall Terrace- Erupciones Históricas Fm. Stonethrow Ridge- Cráter Lake.



Figura 3-46. Tubos internos al flujo de lava- Miembro Kendall Terrace- Erupciones Históricas Fm. Stonethrow Ridge- Cráter Lake.



Figura 3-47. En superficie se observan crestas de presión- Miembro Kendall Terrace- Erupciones Históricas Fm. Stonethrow Ridge- Cráter Lake.

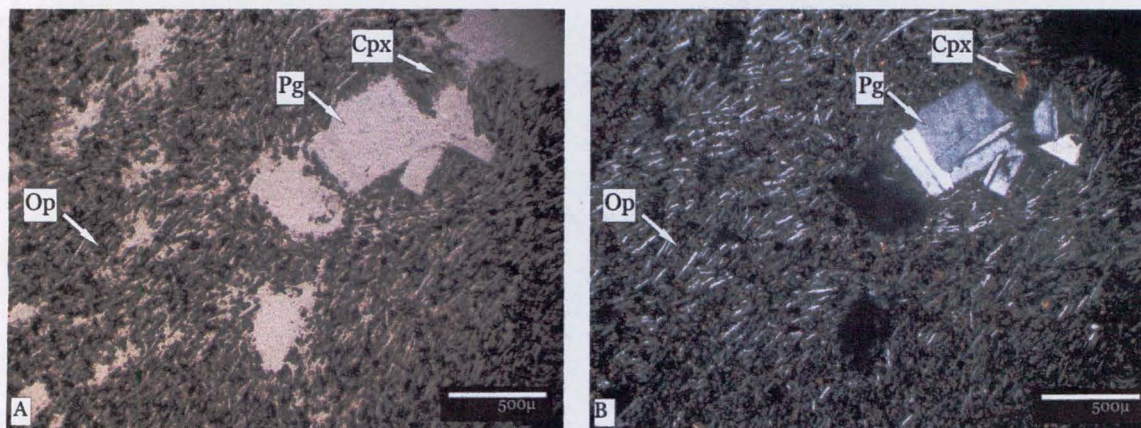


Fig. 3-48 A y B. Micrografía de colada con textura microporfirica donde los fenocristales se encuentran inmersos en una pasta (65%) con textura pilotaxica. Fm. Stonethrow Ridge- Miembro Kendall Terrace, Erupciones Históricas (A: sin analizador y B: con analizador; Pg: plagioclase; Cpx: clinopiroxeno; Op: m. Opacos).

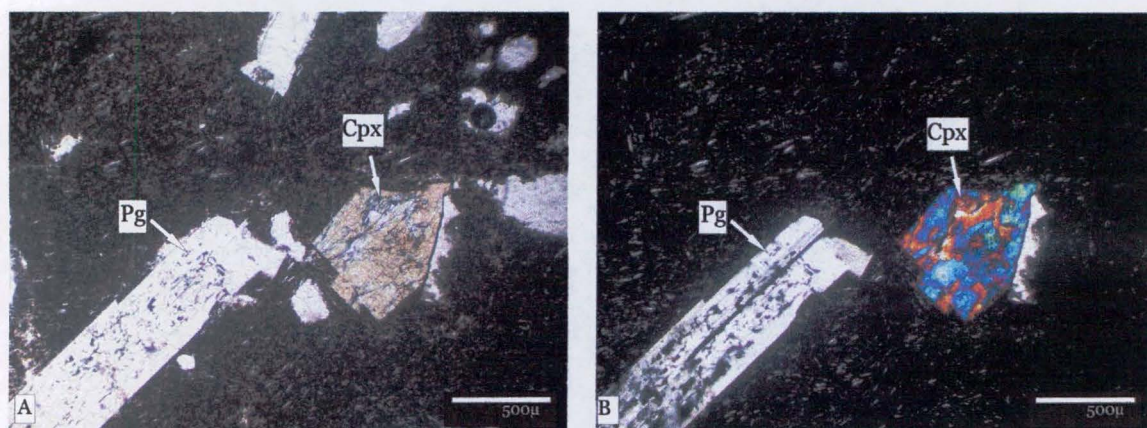


Figura 3-49 A y B. Micrografía donde se observa cristales de gran tamaño y los cuales se encuentran totalmente cribados. Fm. Stonethrow Ridge- Miembro Kendall Terrace, Erupciones Históricas (A: sin analizador y B: con analizador Pg: plagioclase; Cpx: clinopiroxeno).



Figura 3-50. Colada encauzada- Miembro Kendall Terrace- Erupciones Históricas Fm. Stonethrow Ridge- nacientes de arroyo Mecón.



Figura 3-51. Bombas tamaño bloque indicando la zona proximal a la boca de salida. Miembro Kendall Terrace- Erupciones Históricas- Fm. Stonethrow Ridge (nacientes de arroyo Mecón).

Miembro Cerro Ronald (*nov. nom.*)

Esta nueva subunidad concentra a coladas de composición traquidacítica (fig. 3-34), de carácter más ácido que las del Miembro Kendall Terrace. También observado composiciones dacíticas por Risso *et al.*, 1994, Aparicio *et al.* (1997 a y b) y Smellie (2001). En el área de estudio, está representado por los flujos lávicos ubicados en el cerro Ronald, Punta Collins y Punta Negra (Figura 3-52; ver mapa geológico adjunto). Birkenmayer (1991 a y b, 1992) denominó como Formación Collins a los depósitos de flujos de lava de composición traquidacítica ubicados en la punta homónima y como Formación Ronald a las lavas ubicadas en el cerro Ronald identificando también composiciones traquidacíticas. En este trabajo se reunieron estas rocas traquíticas-traquidacíticas junto con las dacitas del cerro Ronald y punta Negra, y se las propone como Miembro Cerro Ronald, por ser el afloramiento más característico de este tipo de rocas.

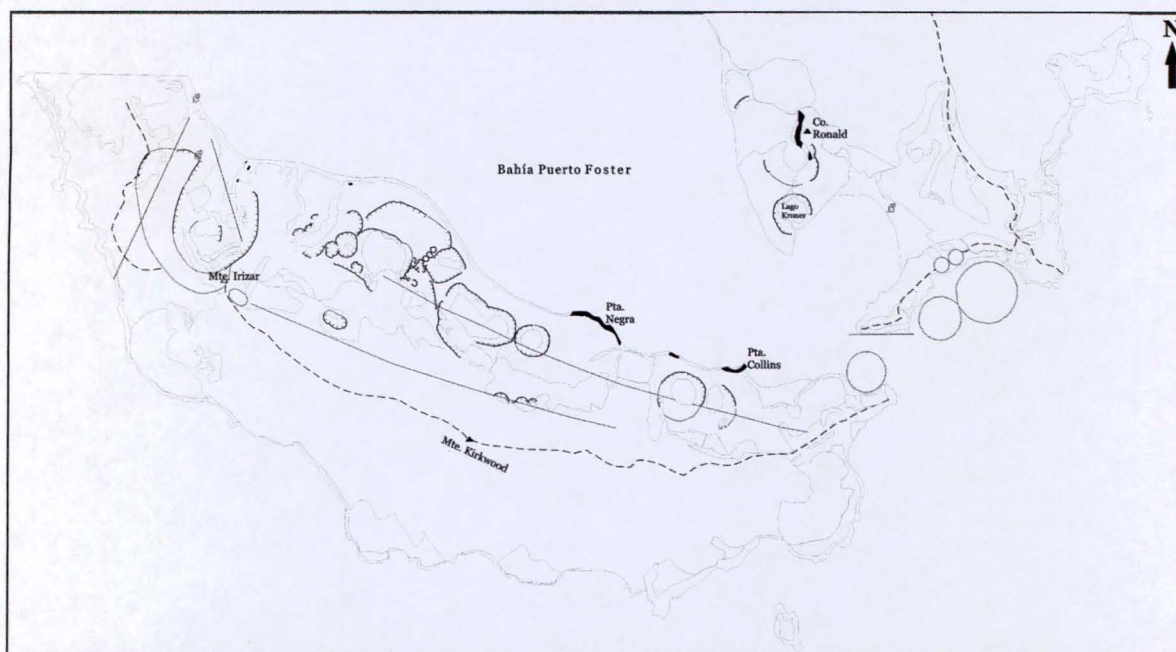


Figura 3-52: distribución de afloramientos correspondientes al Miembro Cerro Ronald (en negro) en el área de estudio.

En el afloramiento de Cerro Ronald se puede observar el flujo de lava compuesto por tres facies. La facies basal presenta rocas con carácter masivo y un buen desarrollo de planos de foliación (*flat-lying*), estructuras en lajas (*sheeted structure*), de color gris claro, las “lajas” o “placas” poseen un espesor de 3-5 cm aproximadamente (fig. 3-53). En forma suprayacente existe una zona o facies masiva, de color gris claro, presentando vesículas del orden del milímetro. En la

parte superior del perfil se reconoce una facies de aspecto más vítreo (fig. 3-54) con alineación de tablillas de plagioclasas.

En muestra de mano, se pueden apreciar en las tres facies, pequeños fenocristales de plagioclasas. Al microscopio estas rocas presentan textura porfírica, compuestas por escasos fenocristales (20%) inmersos en una pasta (80%) con textura hialopilitica (fig. 3-55 A y B). Los fenocristales son principalmente de plagioclasa (50%), los cuales se encuentran totalmente cribados y zonados, aunque algunos corresponden a feldespatos alcalinos; asociados con cristales de piroxeno (30%), estos también cribados. Se observan minerales opacos (20%) de gran tamaño, con forma de cristales pentagonododecaédricos, identificándose como piritita (microlitos de plagioclasa se disponen alrededor de estos individuos, denotando que estos opacos son previos a la cristalización de las plagioclasas). La pasta es vítrea y contiene microlitos de plagioclasa esqueléticos y minerales opacos. También se observa material arcilloso de alteración.

En la zona de Punta Negra se observa una colada de lava de dimensiones considerables y 18 m de espesor, que alcanza la costa de Puerto Foster. Se observa un buen desarrollo de estructuras en lajas (foliación, fig. 3-56 y 3-57) con alineación subparalela de fenocristales (fig. 3-58). Esta foliación está atribuida a un proceso de deformación del fluido sometido a un esfuerzo de cizalla durante el flujo laminar. El frente de la colada muestra esta foliación, que en algunos sectores se presentan deformadas, indicando el rozamiento con la superficie (fig. 3-56). En muestra de mano esta colada presenta textura porfírica donde se visualizan tablillas de plagioclasas, de aproximadamente 1 cm de longitud, con cierta alineación subparalela a los planos de foliación (figs. 3-57 y 3-58). En zonas donde no se observa foliación, existe un bandeamiento, dado por la presencia de sectores masivos y sectores vesiculados (fig. 3-59), producto también de un proceso de deformación del fluido. Los marcados planos de foliación que presentan estas coladas son generados por estiramiento (stretching), cizallamiento (shearing) y atenuación (attenuation) del flujo lávico mientras se mueve. Nelson (1981) sugirió que las diferencias litológicas de bandeamientos en flujos riolíticos podría resultar del “*thermal feedback*” (incremento de la temperatura) en capas, a causa del esfuerzo de cizalla en la lava en movimiento. El incremento local de la temperatura

tendría el efecto de reducción local de la solubilidad del agua, incrementando las tasas de difusión, incrementando las tasas de nucleación y desarrollando burbujas de gas, causando bandas altamente vesiculadas paralelas a los planos de cizalla del flujo lávico. Posiblemente esta sería la causa de los bandeamientos observados en las lavas descritas o un proceso similar ya que son lavas traquidacíticas.

Las lavas que afloran y conforman punta Collins presentan características similares a las anteriores, tanto en afloramiento como también desde el punto de vista petrográfico y geoquímico (fig. 3-34).



Figura 3-53. Facies basal masivo y con foliación en Cerro Ronald- Miembro Cerro Ronald- Fm. Stonethrow Ridge.



Figura 3-54. Parte superior del perfil en Cerro Ronald principalmente vítrea- Miembro Cerro Ronald- Fm. Stonethrow Ridge.

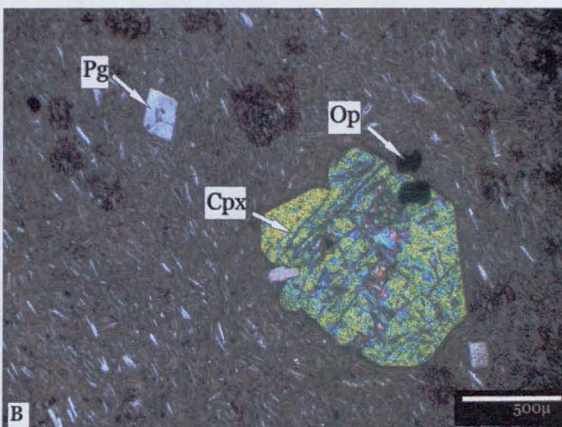
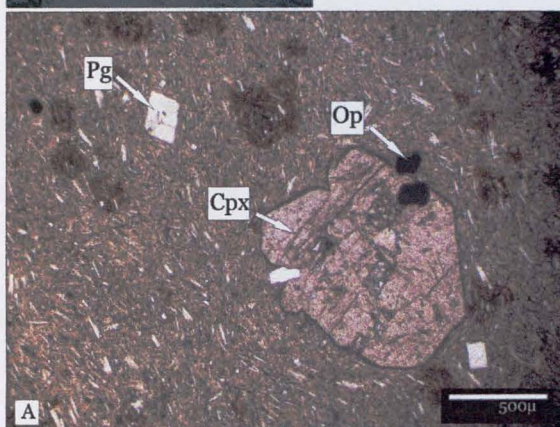


Figura 3-55 A y B. Micrografía mostrando textura hialopilitica- Miembro Cerro Ronald- Fm. Stonethrow Ridge.



Figura 3-56. Foliación del frente de la colada en Punta Negra- Miembro Cerro Ronald- Fm. Stonethrow Ridge.

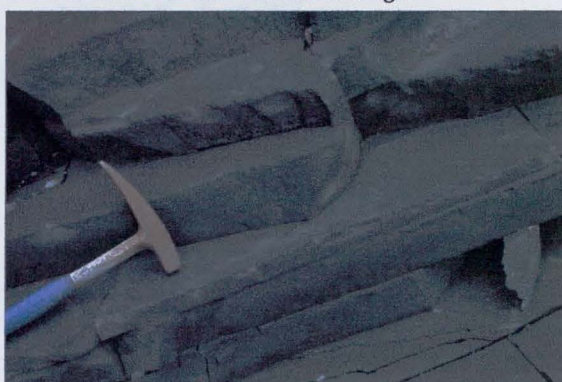


Figura 3-57. Planos de foliación de la colada en Punta Negra- Miembro Cerro Ronald- Fm. Stonethrow Ridge.



Figura 3-58. Detalle de la alineación de los fenocristales - Miembro Cerro Ronald- Fm. Stonethrow Ridge en Punta Negra.



Figura 3-59. Detalle de "bandeamientos", sectores masivos y vesiculados- Miembro Cerro Ronald- Fm. Stonethrow Ridge.

Interpretación

Las coladas que conforman esta unidad son producto de actividad volcánica efusiva, la cual es esencialmente no- explosiva, y algunas de las lavas estarían alimentadas por erupciones del tipo “*fire fountain*” subaéreas. Los flujos de lava de ambos miembros muestran variaciones en algunas de las características tanto litológicas como geoquímicas y tipo de productos en las erupciones dadas.

Las coladas correspondientes al miembro Kendall Terrace presentan mayor intercalación de niveles escoriáceos denotando de esta manera que las erupciones comienzan con una fase de magma rico en gas, “*fire fountain*”, y continúan con la extrusión de lavas coherentes de magma relativamente pobre en gas. Sin embargo también podría haber simultaneidad de ambas fases, cuando el magma es emitido como flujos de lava coherente y al mismo tiempo existen fuentes a lo largo de una fisura. Algunos flujos están formados por aglutinados de “salpicaduras” de lava (lavas clastogénicas), asociados a conos de escoria (fig. 3-60). Las lavas clastogénicas observadas, en las que se diferencian fragmentos de salpicaduras deformados y soldados, podrían responder a un mecanismo similar al que ocurre con las tobas soldadas en los depósitos de caída.

Las lavas que fluyeron desde las fisuras de 1842 y que en algunos casos llegaron al margen SO de cráter Lake, tienen su origen en varios conos pequeños, de algunas decenas de metros de ancho, que están alineados en el borde caldérico.

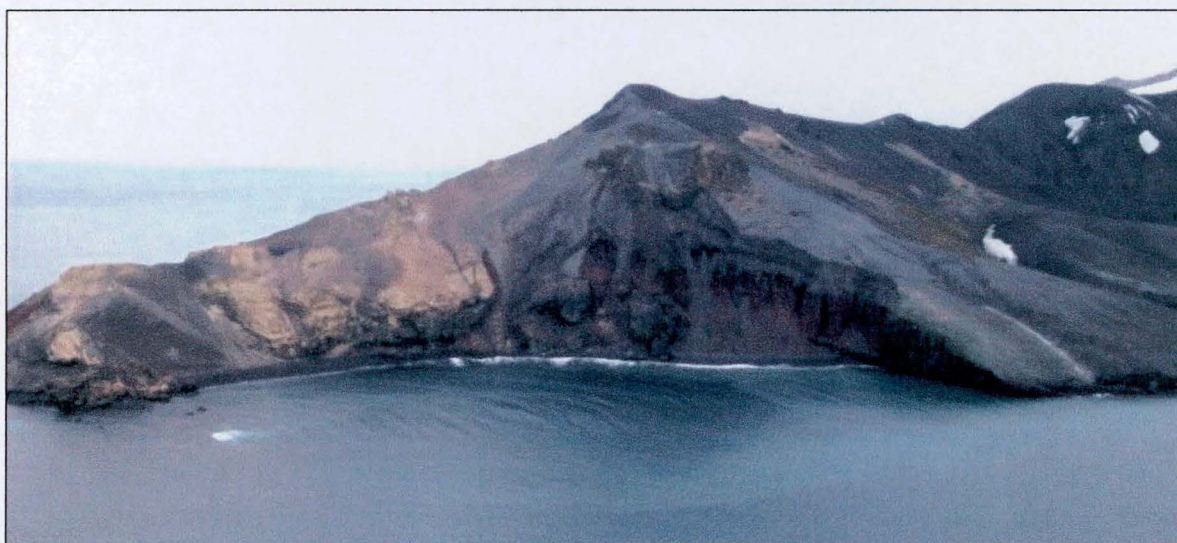


Figura 3-60. Flujos de lava asociados a un cono de escoria en Punta Entrada- M. Kendall Terrace- Fm. Stonethrow Ridge.

Las coladas correspondientes al miembro Cerro Ronald son también subaereas pero de composición traquidacítica, o sea de carácter más ácido que las del miembro anterior.

Varios autores plantean la existencia de rocas de distinta composición como consecuencia de una mezcla de magmas (Smellie *et al.*, 1992; Risso *et al.*, 1994; Aparicio *et al.*, 1997a). Smellie *et al.* (1992) sugieren una componente de contaminación debido a la presencia de bloques graníticos en el basamento de la isla; y Aparicio *et al.* (1997a) las relacionan a un ambiente de subducción con una componente de mezcla de magmas.

Las unidades volcánicas representadas, en este sector de la isla en estudio, corresponden a basaltos y basandesitas con una muy subordinada proporción de volcanitas traquidacíticas, en algunos casos constituidos por lavas ricas en vidrio. El estudio de las características químicas revela, al igual que rocas localizadas en el sector occidental de la isla (Agusto *et al.* en preparación), que las rocas forman parte de una serie toleítica, son comagmáticas y provienen de una fuente de manto de características comunes. Esta afirmación es consistente con lo observado en el análisis estratigráfico de esta región de la isla, donde se observa que las rocas ácidas se encuentran intercaladas entre los eventos volcánicos dominantes de composiciones basálticas o basandesíticas. Existen otros eventos de composición ácida que afloran en Cross Hill (Aparicio *et al.*, 1997 a y b; Risso *et al.*, 1994; Smellie 2001, 2002). Esto revela que el volcanismo ácido representa episodios eruptivos más que discretos, pero que se han repetido a lo largo de la historia volcánica de la isla.

En el presente trabajo se diferenciaron coladas lávicas tanto desde el punto de vista petrográfico como geoquímico. En forma microscópica se pudo diferenciar las distintas coladas lávicas teniendo en cuenta la mineralogía presente y las características texturales halladas en las distintas muestras de rocas. Las rocas de coladas lávicas de composición andesita basáltica se determinaron por poseer principalmente fenocristales de plagioclasa y piroxenos y minerales opacos como fue sugerido por Smellie (2002). La pasta compuesta de plagioclasa, piroxenos y minerales opacos. Presentando generalmente una textura pilotaxica a intergranular, a veces intersertal. Sin embargo las lavas más evolucionadas de composición traquidacítica evidencian una mineralogía compuesta por

fenocristales de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos inmersos en una pasta con plagioclasas, feldespatos alcalinos, minerales opacos y piroxenos en vidrio. Los que conformaban una textura principalmente hialopilitica o pilotaxicas félsicas. Estas diferenciaciones ópticas pudieron confirmarse mediante la realización de análisis químicos (cuadro 3-2 y fig. 3-34).

Por lo tanto, este miembro propuesto en el presente trabajo para distinguir las lavas que poseen composiciones más evolucionadas (composiciones traquidacíticas; fig. 3-34) podrían corresponder, posiblemente, a productos diferenciados del magma basáltico, como es mencionado por Risso *et al.* (1994) donde podría ser sólo un cuerpo magmático zonado y que las evidencias de mezcla y desequilibrio observadas por estos autores en algunos sectores de la isla fuera del área de estudio podrian corresponder a una erupción de magmas que han incrementado su zonación con el tiempo. Ya que existe un amplio rango composicional en muchas erupciones individuales sugiriendo que las erupciones fueron alimentadas de cámaras magmáticas bien estratificadas composicionalmente. Las erupciones repetidas de magmas basálticos junto con erupciones de volumen pequeño muestran un amplio rango de composición sugieren una zona de acumulación de fundidos grande, ampliamente basáltica con reposición en profundidad y la cual estaría alimentando pequeñas cámaras magmáticas someras. Esto último estaría respondiendo a fuentes de la mayoría de las erupciones de post-caldera.

Formación Pendulum Cove (Hawkes, 1961; Smellie, 2001)

Esta unidad está constituida principalmente, por tefras tamaño lapilli y bloque, generadas a partir de múltiples centros eruptivos, que dieron lugar a conos y anillos de tobas.

Estas rocas fueron originalmente nombradas por Hawkes (1961) como “Pendulum Cove Group” para describir las tefras de post-caldera y los centros de conos tobáceos, descritos por Hawkes como conos de cenizas. Posteriormente Birkenmajer (1992) los denomina “Hawkes Group”. Por lo tanto, como el nombre introducido por Hawkes fue el que tuvo precedencia histórica, se tomó dicha

nomenclatura con jerarquía formacional por Smellie (2001). Este autor reunió los afloramientos en “grupos de conos” que están geográficamente confinados alrededor de Puerto Foster y comparten ciertas características, usualmente petrológica o similar grado de erosión, análogos a las siete formaciones en las que Birkenmajer (1992) dividió a su grupo, con la diferencia que Smellie (2001) no los considera miembros estratigráficos, por no poseer, a su criterio, suficiente identidad litológica o composicional para distinguirlos como tales. Este autor solo diferencia un miembro que denomina White Ash. Los afloramientos de este miembro están fuera de la zona de estudio, estando restringidos al área comprendida entre Cross Hill, Punta Murature y el norte de Cordón Stonethrow (fig. 3-1) y poseen una composición dacítica.

Smellie (2002) reconoció en el área de estudio cuatro grupos de conos: (i) Conos de Kroner Lake, conforman tres centros eruptivos, que supone se formaron en el siglo XIX y que según Birkenmajer (1992) corresponde a parte de su Formación Telefon; (ii) Conos Vapour Col, resultan de varios centros eruptivos previos al año 1829 (Smellie, 2002) y fue identificada por Birkenmajer (1992) como Formación Casco; (iii) Conos Crater Lake, denominada también por Birkenmajer (1992) como Formación Casco, comprende rocas piroclásticas que forman conos con cráteres que Smellie (2002) los cita como el producto de múltiples centros co-eruptivos, probablemente generados previamente al año 1829; y (iv) Conos Collins Point, dos centros eruptivos formadores de conos de tobas, y que incluyen lavas dacíticas (Smellie, 2001, Smellie *et al.*, 2002). En el presente trabajo estos derrames lávicos fueron incluidos dentro del miembro Cerro Ronald de la Formación Stonethrow Ridge, por sus características petrográficas y geoquímicas similares a las que afloran en el cerro Ronald y punta Negra.

Esta formación comprende una serie de conos y anillos de tobas ubicados en la parte interna de la caldera (fig. 3-61; ver mapa geológico adjunto; Drosina, 2003). En el sudoeste de la isla se emplazaron una serie de edificios volcánicos monogenéticos, con grandes cráteres y con la formación de edificios tipo maar y/o anillos de tobas (Risso *et al.*, 1992). La mayor concentración de conos y anillos de tobas (fig. 3-62) se encuentra al este de la cresta del Monte Kirkwood. Algunos de los cráteres son ocupados por agua (maares) como el de Lago Irizar (fig. 3-63), Cráter Lake y Rectangular (fig. 3-64) o invadidos por el mar, como es el caso del Lago Kroner (fig. 3-65) y albúfera Base Argentina (fig. 3-63).

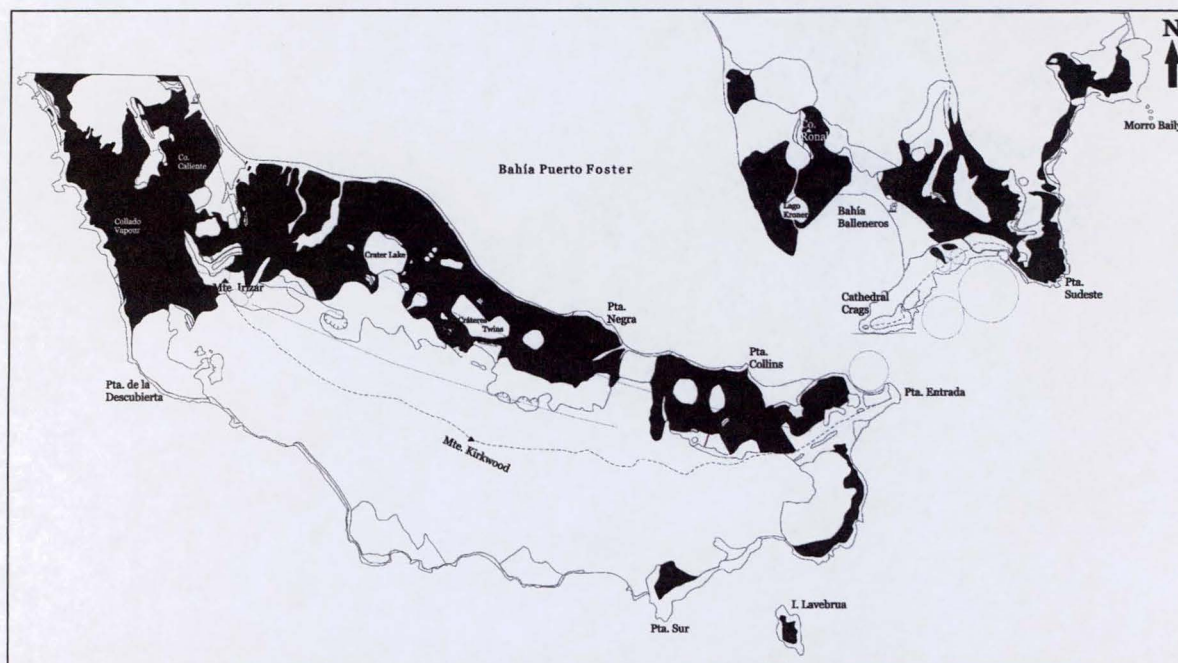


Figura 3-61: distribución de afloramientos correspondientes a la Formación Pendulum Cove (en negro) en el área de estudio.

Están compuestos principalmente por material inconsolidado, tefras tamaño lapilli y bloque, que además de conformar estas geoformas (conos y anillos) cubren gran parte de la superficie de los afloramientos existentes. Estos depósitos (fig. 3-66) son de color gris oscuro a negro, que presentan marcada estratificación en láminas de aproximadamente 5 cm de espesor. También se observan bloques balísticos de diferentes tamaños, de hasta 10 cm de diámetro, que produjeron estructuras de impacto en la estratificación (fig. 3-67). Estos depósitos muestran canales que en su sección transversal presentan forma de U, de dimensiones pequeñas, de aproximadamente 1 m de ancho y 50 cm de profundidad (fig. 3-66). En algunos depósitos se encuentran superficies de discontinuidad, de ángulos bajos de 3° a 5° , muy marcadas, que indican la sucesión de varios eventos. En la parte superior de la mayoría de estos depósitos se observa una grosera laminación cruzada, sin la presencia de bloques, que corresponderían a depósitos de retrabajo (fig. 3-66) por erosión de las geoformas (conos y anillos).



Figura 3-62. La mayor concentración de conos y anillos de tobas se encuentra al este del Monte Kirkwood de la Fm. Pendulum Cove en la zona de Punta Collins.



Figura 3-63. Algunos de los cráteres de la Fm. Pendulum Cove son ocupados por agua (maar) como el de lago Irizar o invadidos por el mar, como la albufera Base Argentina conectada a bahía Puerto Foster .



Figura 3-64. Otros de los cráteres de la Fm. Pendulum Cove ocupados por agua se encuentran en la zona de Cráter Lake, como los cráteres Lake y Rectangular.



Figura 3-65. Lago Kroner invadido por el mar de la Fm. Pendulum Cove (maar).



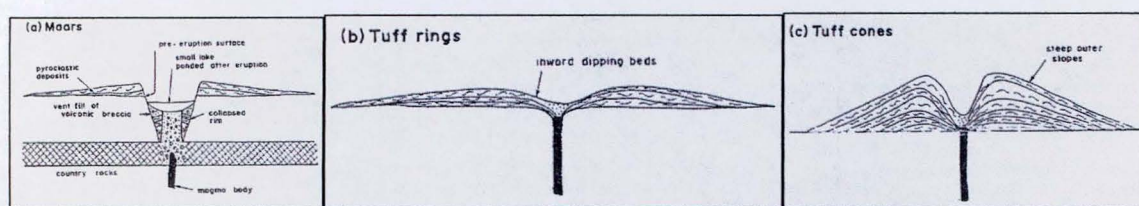
Figura 3-66 . Tefras estratificadas de la Fm. Pendulum Cove. Bahía Puerto Foster (D: discontinuidad; R:retrabajo).



Figura 3-67 . Detalle de tefras estratificadas con impactos de la Fm. Pendulum Cove. Bahía Puerto Foster.

Interpretación

Estas rocas conforman principalmente maares, anillos de tobas (*tuff rings*) y conos de tobas (*tuff cones*), los cuales fueron generados por erupciones hidromagmáticas (fig. 3-68; Risso *et al.*, 1992). Los depósitos piroclásticos que componen estas geoformas consisten de tefra tamaño lapilli con estratificación planar producida por oleadas piroclásticas basales. Exhiben bloques balísticos con deformación de la estratificación, lo que indicaría cierta cercanía de la boca de emisión.



En algunos depósitos se encuentran superficies erosivas o discontinuidades que registran cambios en las fases constructivas durante la erupción. Estas discordancias corresponderían a una posible discontinuidad en la actividad piroclástica y erosión parcial de los depósitos. Es posible además que la parte superior de estos depósitos correspondan a material epiclástico estratificado, generados a partir del retrabajo de los depósitos volcanogénicos, ya que no se observan características que los indicarían como primarios como pueden ser los bloques balísticos.

Formación Cathedral Crags (Caselli y Agosto, 2004)

Esta unidad comprende depósitos de lapillitas tobáceas masivas que incluye fragmentos pumíceos blancos.

Estos afloramientos considerados como una sucesión de depósitos hidrovolcanicos de la serie antigua (pre-caldera) de la formación Outer Coast Tuff por Smellie (2001) fueron redefinidos estratigráficamente por Caselli y Agosto

(2004) como pertenecientes a depósitos de erupciones recientes (posiblemente históricas).

Estas rocas se presentan en afloramientos aislados en la zona de Cathedral Crags (figura 3-69; mapa geológico adjunto). Estos depósitos se apoyan sobre lavas y escorias de la Formación Stonethrow Ridge o directamente sobre la Formación Fumarole Bay (ver perfil adjunto fig. 3-2 (B)).

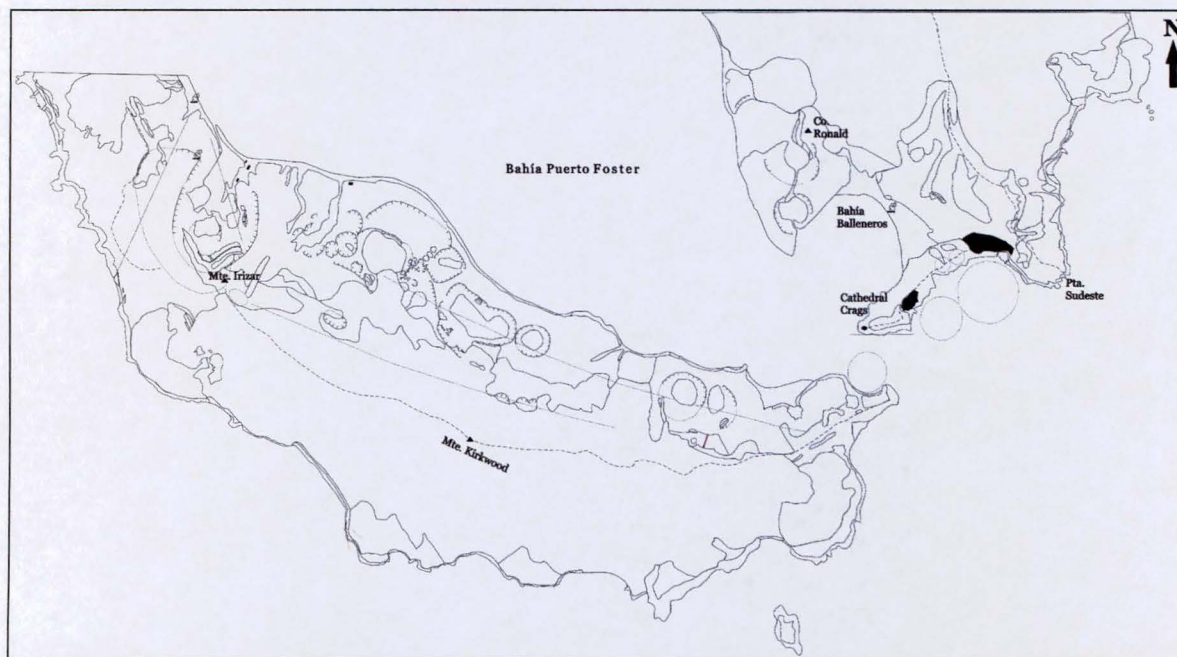


Figura 3-69: distribución de afloramientos correspondientes a la Formación Cathedral Crags (en negro) en el área de estudio.

El depósito de mayores dimensiones de esta unidad se encuentra en cercanías de Punta Sudeste, conformando un espesor de aproximadamente 25 metros (fig. 3-70, ver mapa geológico adjunto). En Cathedral Crags aflora un depósito de 20 m de espesor, en el cual se pueden distinguir dos facies (fig. 3-71): La facies A (FA), en la parte inferior, está representada por un depósito poco consolidado, masivo de textura matriz sostén, de color gris verdoso. Composicionalmente son de carácter polimíctico con la presencia de fragmentos líticos tamaño lapilli a bloques (hasta 20 cm de diámetro) de variadas composiciones y fragmentos pumíceos de color blanco de aproximadamente 1 cm de diámetro (fig. 3-72). La facies B (FB) se encuentra en la parte superior, coronando el afloramiento compuesta por lapillitas con estratificación planar,

compuestas por láminas de aproximadamente 2 cm de espesor (fig. 3-73). Estas rocas están compuestas por fragmentos líticos y abundantes fragmentos pumíceos.

De la misma manera en la zona se encuentra un afloramiento con características similares al anteriormente descrito (fig. 3-74), matriz sostén, de color amarillo. El cual presenta laminación de 3 cm aproximadamente de espesor; incluye fragmentos de pómez de color blanco.

En el extremo oeste de Cathedral Crags se halla un afloramiento de escasas dimensiones conformando un diámetro de 6 m (fig. 3-75) compuesto por aproximadamente 20 cm de toba fina, con la presencia de material pumíceo en fragmentos de aproximadamente 3 cm de diámetro (fig. 3-76).

La composición química de estos fragmentos pumíceos es similar a la de las coladas del Miembro Cerro Ronald y a las obsidias y pómez de Cross Hill (Agusto *et al.*, en preparación).

Interpretación

Estos afloramientos ubicados en la zona de Cathedral Crags estarían generados por corrientes piroclásticas densas. Si bien presentan características similares a los depósitos de la Formación Outer Coast Tuff de pre-caldera, Caselli y Agusto (2004) los diferencian debido a sus discrepancias composicionales (composición bimodal basáltica-riolítica, por inmiscibilidad magmática?) y grado de consolidación. En este sentido y debido a las inconsistencias respecto de las restantes unidades de post-caldera redefinen esta formación.

En acuerdo con estos autores, en el presente trabajo se considera esta unidad, confirmando la diferencia fundamental de exposición en muestra de mano de material pumíceo en estos depósitos, respecto a los correspondientes a la Formación Outer Coast Tuff.

La disposición y actitud de los afloramientos permitirían establecer dos centros eruptivos en la zona externa a la isla, uno al sur de Cathedral Crags y otro contiguo al oeste de Punta Sudeste (vease mapa geológico adjunto). Haciendo referencia a lo mencionado Carbó *et al.* (2001) indican la existencia de un máximo gravimétrico y magnetométrico de forma subcircular en esta región. Éste se encontraría alineados con conos volcánicos submarinos en bahía Puerto Foster

(NO-SE) descritos por Rey *et al.* (1995). De esta manera, una erupción submarina a escasa profundidad generaría depósitos de flujos piroclásticos densos.

Depósitos glaciarios

La presencia de glaciares es un factor importante que afecta a la morfología de la isla, cubriendo actualmente aproximadamente un 57% de la superficie de la isla, aunque en los últimos años ha disminuido en gran proporción la superficie de estos. El hielo tiene un rol importante en lo que hace al remodelado de las geoformas originales y también en cuanto a la interacción con la actividad volcánica. Estos se reflejan en los depósitos morénicos y la actividad periglacial producida por gelifracción, gelifluxión y la presencia de permafrost como es detallado por Risso *et al.*, (1992).

Los depósitos glaciarios hallados en el área de estudio se encuentran representados por depósitos morénicos y material de retrabajo, los cuales son depositados por los diferentes glaciares, glaciar del Monte Kirkwood y glaciar ubicado en el Monte Pond. Este material se caracteriza por ser mal seleccionado, de color negro y rojizo, inconsolidado que se encuentra en los sectores contiguos a los glaciares. En el área de estudio se puede encontrar al sur de Punta Negra, en la zona de Cráteres Twins, Zona de Punta Collins, al suroeste de Punta Entrada (fig. 3-77), en Punta de la Descubierta, en cercanías del Cerro Ronald y en Morro Baily.

Las geoformas periglaciales están asociadas a gelifluxion, procesos gravitacionales y de capa activa. En la isla Decepción las principales geoformas y depósitos periglaciales consisten principalmente en, flujo y abanicos de detritos, lóbulos de solifluxion y valles con piso plano. El permafrost se encuentra a 10 cm. o más de profundidad. El espesor vertical de la capa activa fue medido entre 60 y 90 cm. de profundidad. Mediante técnicas de geoelectrica (López- Martínez *et al.*, 1996) se incluyen surgientes de aguas subterráneas de temperaturas de 0,6 °C asociados al permafrost.

Depósitos costeros

Los depósitos costeros corresponden a los todos los depósitos de material suelto ubicado en los bajos de los cráteres, en la zonas litorales y material retrabajado por acción eólica, y fluvial. El material está formado por piroclastos de color negro bien seleccionado.

Además cabe mencionar, procesos submarinos y costeros que actúan de manera importante y evidente en los recientes cambios de relieve en la isla.

Los abanicos de sedimentos fluvio-glaciales son relativamente comunes en la isla y también se encuentran depósitos de lahares, en Bahía Balleneros, el cuál causo daños a la Base Británica en 1969. Estos depósitos se pueden observar actualmente, sobre la playa de Bahía Balleneros, como se observa en la figura 3-78, existen bloques de distintas composiciones, de diversos tamaños hasta componentes piroclásticos tamaño lapilli, en el sector comprendido entre la costa y la parte superior de la ladera.

Los procesos periglaciales están favorecidos por la alta disponibilidad y circulación de agua en la estación de verano y por los ciclos de congelamiento-descongelamiento. También por la presencia de una capa activa, la cual es usualmente saturada en verano.



Figura 3-70. Depósitos de la Fm. Cathedrals Craggs en cercanías de Punta Sudeste.

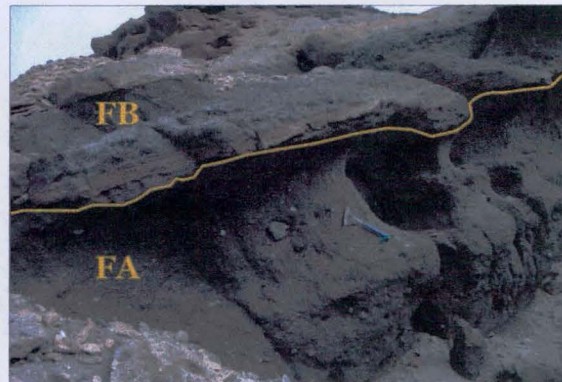


Figura 3-71. Depósitos masivos (FA: facies A) y estratificados (FB: facies B) de la Fm. Cathedrals Craggs

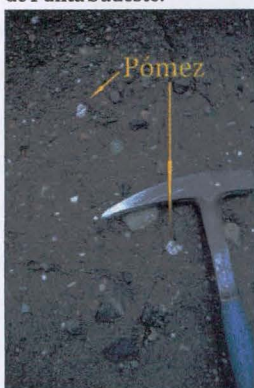


Figura 3-72. Detalle de fragmentos líticos y pumíceos de la facies A de la Fm. Cathedrals Craggs



Figura 3-73. Detalle de la laminación de la facies B de la Fm. Cathedrals Craggs.



Figura 3-74. Afloramiento de la Fm. Cathedrals Craggs con laminación y fragmentos pumíceos.



Figura 3-75. Afloramiento pequeño de toba fina con fragmentos pumíceos de la Fm. Cathedrals Craggs.



Figura 3-76. Material pumíceo en fragmentos de aprox. 3 cm de diámetro de la Fm. Cathedrals Craggs.



Figura 3-77. Fm. Pendulum Cove -SO Pta. Entrada e Isla Lávebrua y depósitos glaciares.



Figura 3-78. Depósitos litorales -Bahía Balleneros (material de deshielo)

3.2- Estructura

En lo que se refiere al aspecto estructural del sector estudiado se destaca como ya se ha mencionado que existe una estrecha relación entre las características del ambiente tectónico regional con las características estructurales de carácter local presentes en la isla. Por lo que en el desarrollo de esta unidad será posible determinar que las estructuras locales presentes en la isla responden en forma directa a las condiciones proporcionadas por el ambiente tectónico circundante.

Por su alcance y amplia distribución, el colapso caldérico, conforma el mayor evento ocurrido en la isla y en consecuencia la mayor estructura. Sin embargo no es la única estructura que se presenta en la isla sino que también existen sistemas de fracturas que han sido identificadas formando un importante sistema ortogonal postulado desde imágenes satelitales (Martí *et al.*, 1996) con direcciones NNO-SSE (160° - 170° N) y NE-SO (45° - 60° N), trenes similares a la tectónica regional (Ortiz *et al.*, 1990; Rey *et al.*, 1995). Anomalías magnéticas negativas identificadas con direcciones NNO han sido relacionadas a fracturas con estas orientaciones (Ortiz *et al.*, 1992). Finalmente Rey *et al.* (2002) mencionan un sistema subordinado de fallas con desplazamiento de rumbo 115° - 120° N en la parte sur de la isla, alrededor del Monte Kirkwood, el cual fue probablemente responsable de las erupciones de 1839-1842 por la ubicación de la cadena de cráteres lineal en el área (Rey *et al.*, 1995).

En el área de estudio han sido identificados sísmicamente por Rey *et al.* (1995) dentro de la bahía Puerto Foster varios sistemas de fallas submarinos (fig. 3-79). Estos autores han verificado la existencia de una zona de fallas mayor con dirección 60° N en el interior de la bahía. Estas fallas están asociadas con varias estructuras tipo-graben. Sin embargo la dirección de fracturas 160° - 170° N está débilmente definida por los perfiles sísmicos y han podido identificar varias subcuencas en Puerto Foster, también destacan la existencia de dos conos piroclásticos o domos en el sur de la subcuenca de Bahía Fumarolas, y un tercero de forma elongada cerca de los Fuelles de Neptuno tienen una alineación de 150° N y quizás respondan al control estructural (Rey *et al.*, 2002).

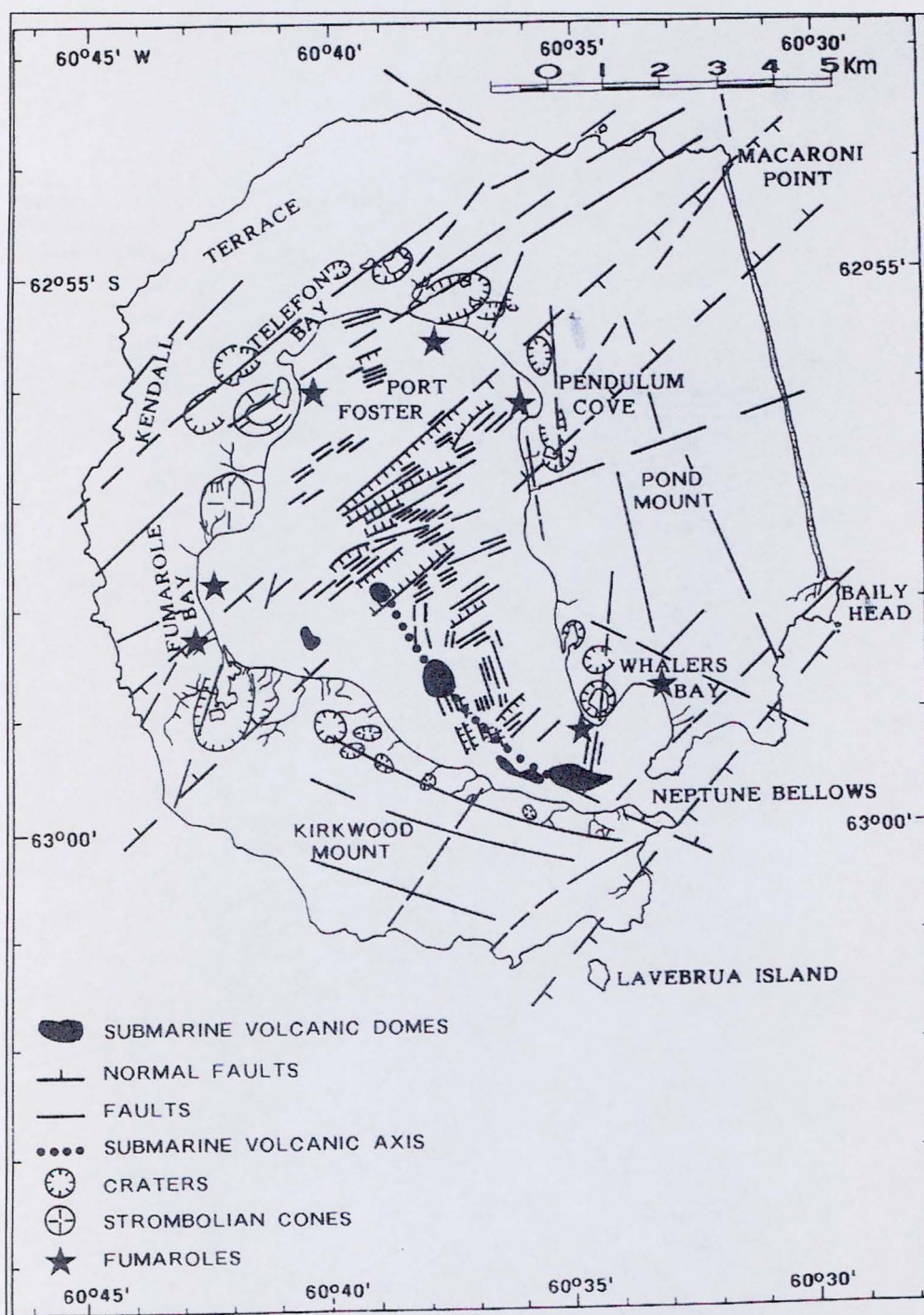


Fig. 3-79. Sistema de fracturas y posición de conos y áreas de fumarolas de la isla Decepción, Rey *et al.* (1995).

En el sector de estudio existe un sistema de diques que atraviesan distintos afloramientos, tanto los correspondientes a los de pre-caldera como de post-caldera. En la zona de Punta Collins existe una asociación de diques que intruyen la formación Fumarole Bay (ver mapa geológico adjunto). Para Baraldo (1999) algunos de ellos están relacionados a la estructura de la caldera; y el tercero, desarrolla una dirección perpendicular a la dirección general de los afloramientos

(NE-SO). En el Cerro de la Cruz se encuentran diques intruyendo la Formación Baily Head. Baraldo (1999) encuentra dos diques con diferentes direcciones, una NE-SO y la segunda perpendicular a esta es decir, NO-SE. Por lo que este autor reconoce en la zona dos direcciones estructurales principales; una N-S compuesta por fallas directas que limitan la caldera y su estructura de hundimiento y la otra, con dirección NE-SO que responde al área de *rifting*. También se observaron diques en la costa externa atravesando la Formaciones Fumarole Bay y la Outer Coast Tuff (ver mapa geológico adjunto).

En este trabajo se destaca la marcada lineación con dirección E-O en el extremo sur de Cathedral Crags sobre Fuelles de Neptuno (ver mapa geológico adjunto).

Posiblemente en la zona comprendida entre el Cerro de la Cruz y el Monte Irizar se encontraría una falla con dirección NO-SE (también observada por Drosina, 2003) que desplazó los depósitos de oleadas piroclásticas (Fm. Baily Head), observados en los mencionados afloramientos con una diferencia de nivel y continuando con una alineación de zonas geotérmicas, en cerro Caliente y bahía Fumarolas. Sin embargo no se hallan evidencias de campo que lo atestigüen debido a la cobertura de material piroclástico correspondiente a la formación Pendulum Cove (ver mapa geológico adjunto).

En la zona de Collado Vapour es probable la existencia de una falla que estaría respondiendo a una dirección NE-SO (ver mapa geológico adjunto) tal vez vinculada a las múltiples erupciones generadas en la zona en las cercanías a la base argentina “Decepción”. En acuerdo con Rey *et al.* (1995) y Baraldo (1999), estos autores detectan fallas y lineamientos en la zona con la misma dirección algunos metros más al norte que la propuesta y de las mismas características. Esta falla estaría vinculada posiblemente al contacto observado en los acantilados de la costa externa al norte de Punta de la Descubierta (ver perfil adjunto fig. 3-2 (D)). Este contacto estaría dado por las formaciones Outer Coast Tuff y Stonethrow Ridge (miembro Kendall Terrace).

Existen alineaciones de cráteres en la zona de Cráter Lake y cráteres Twins que estarían respondiendo a estructuras lineales de fallas en todo el sector suroeste de la costa interna de bahía Puerto Foster (ver mapa geológico adjunto). Cabe mencionar las fallas ya propuestas por diversos autores (Rey *et al.*, 1995- 1997; Rey *et al.*, 2002) ubicadas en la zona del Monte Kirkwood y por las cuales se explica las erupciones fisurales de los depósitos del aquí llamado miembro Kendall Terrace de las erupciones de los años 1839-1842.

La disposición y actitud de los afloramientos de la Formación Cathedral Crags identificados en la zona comprendida entre Cathedral Crags y Punta Sudeste permitirían establecer dos centros eruptivos en la zona externa a la isla, uno al sur de Cathedral Crags y otro contiguo localizado al oeste de Punta Sudeste, como se ha mencionado anteriormente (ver mapa geológico adjunto). También se sugiere la ubicación de la erupción que dio lugar al cono de escoria en la zona de Punta Entrada (ver mapa geológico adjunto).

Con respecto a la geomorfología estructural en la zona de estudio, las geoformas relacionadas a la actividad volcánica y a la estructura geológica son un componente esencial en la geomorfología actual de la isla. Un elemento importante es la conexión de la depresión central de la isla, bahía Puerto Foster, con el mar abierto por medio de los Fuelles de Neptuno en el sur de la isla. La costa externa preserva las geoformas asociadas al edificio pre-caldérico (Smellie *et al.*, 2002). Sin embargo, la morfología original no está completamente preservada a causa de la gran erosión marina que sufre la parte externa de la isla, el colapso de los sectores internos (escarpas más o menos concéntricas de la zona interna de la caldera de Puerto Foster, Smellie *et al.*, 2002) y los cambios ocasionados por la actividad post-caldera. También la zona de pequeños cráteres ubicados en la cercanía del monte Kirkwood relacionados a las erupciones fisurales de 1842, como se puede observar en la siguiente figura 3-80.



Fig. 3-80. Cráteres relacionados a erupciones fisurales de la zona del Monte Kirkwood- 1842.

Es importante destacar que estudios detallados de las estructuras de la isla no es el principal objetivo de este trabajo además de ser muy dificultosos debido a la presencia de hielo y material piroclástico que cubren grandes extensiones de la isla y al comportamiento reológico de las rocas alteradas, lo cual no favorece la preservación de los indicadores cinemáticos. Por lo tanto, se hace mucho más difícil la localización y determinación de las características de dichas estructuras. En síntesis, existen en el área de estudio dos lineamientos estructurales que estarían respondiendo a la estructura regional. Uno con dirección NE-SO; otro con dirección NNO-SSE; incluyendo fallas que dieron lugar a erupciones fisurales ocurridas en la zona de Monte Kirkwood con alineación de pequeños cráteres (ver mapa geológico adjunto).

3.3- Actividad geoquímica y sísmica

Dentro de la isla se desarrollan una serie de zonas geotérmicamente anómalas de diferentes temperaturas, con emisiones gaseosas de variada composición química, donde las manifestaciones principales se tratan de emisiones ricas en CO₂, H₂S y SO₂ (Martini y Giannini 1988; Villegas y Caselli 1993; Villegas *et al.*, 1997a y b; Caselli *et al.*, 1994; Caselli *et al.*, 2002; 2004a). Estas zonas geotérmicas se localizan en el área de estudio, en la zona de bahía Fumarolas, Cerro Caliente y en bahía Balleneros.

Las fumarolas ubicadas en la zona de bahía Fumarolas conforman uno de los mayores campos fumarólicos que posee la isla que subsecuentes a la crisis sísmica en el verano de 1999 (relacionada a intrusión de diques a capas sub-superficiales) aumentó el flujo de SO₂ (dos Santos Afonso y Caselli, 2002; Caselli *et al.*, 2004a).

El sistema fumarólico está principalmente representado por tres fumarolas en bahía fumarolas con temperaturas de 98°-100°C. La composición química de las emanaciones están representadas principalmente por vapor (vapor de agua), seguido por CO₂ y en menor proporción H₂S, SO₂, N₂, H₂, O₂, Ar y CH₄. Esto es remarcable desde 1999, la proporción de SO₂ registrado en las fumarolas incrementó considerablemente (Caselli *et al.* 2004a, Agosto *et al.* 2004). Como consecuencia resultaron depósitos azufre nativo y sulfuros de hierro (pirita) en finas capas cubriendo o cementando los piroclastos alrededor de la boca de salida.

En referencia a la actividad sísmica, en los últimos años se ha registrado una considerable actividad sísmica en la isla, alcanzado su máximo durante las campañas 1991/92 y 1998/99 (Ortiz *et al.*, 1997; Ibáñez y Del Pezzo, 1999; Ibáñez *et al.*, 2003 a y b). Durante el verano austral 2003/2004 se registró en la isla Decepción una importante actividad sísmica. Se registraron eventos de largo período (tremors de hasta 19 hs continuo), terremotos volcano-tectónicos de pequeña magnitud y eventos híbridos. Esto coincidió con cambios en la composición química de los gases fumarólicos y aparición de los depósitos precipitados y sublimados, en la boca de las mismas (Caselli *et al.* 2004c).

3.4- Evolución Geológica

Como se ha mencionado anteriormente la isla Decepción corresponde a un estratovolcán ubicado en el archipiélago de las Islas Shetland del Sur, Antártida. Se encuentra ubicada en una zona de alta actividad tectónica debido a que se halla vinculada a un punto triple de placas tectónicas y cuatro microplacas que interactúan entre sí: Scotia, Phoenix, Sandwich y Shetland del Sur, las cuales están generadas por movimientos complejos de las placas principales. En el Estrecho de Bransfield se ubica una cuenca controlada por una apertura progresiva y propagación volcánica hacia el noreste, con apertura del piso oceánico incipiente en la cuenca de Bransfield Central pasando a un *rifting* de retroarco en la cuenca este (Gracia *et al.*, 1996). La formación de nueva corteza oceánica en la Cuenca del Bransfield, hace al volcanismo de montes submarinos, los cuales se desarrollan en la intersección de dos juegos principales de fallas (una longitudinal a la cadena montañosa del centro del Estrecho, ENE-OSO y otra transversal, NNO-SSE), donde una concentración de fallas y magmatismo estarían, probablemente, vinculados a la naturaleza continental de la corteza (Gracia *et al.*, 1996).

La evolución del sector sur de la isla Decepción se determina a partir de las evidencias de campo y estudios realizados vinculados a la evolución general de la isla.

Este estratovolcán comenzó con volcanismo submarino, representando por la Formación **Fumarole Bay**. Esta es la unidad más antigua de la isla y resulta como evidencia de la actividad explosiva subacúea cuando el volcán fue alcanzando el nivel del mar y durante su emergencia. El miembro inferior, **Lava Lobe**, compuesto por brechas de hialoclastitas con alto grado de palagonitización (y por lavas almohadilladas observadas fuera del área de estudio) indicando claramente un ambiente subacúeo. El miembro suprayacente a este, miembro **Scoria**, puede ser interpretado como evidencia de la actividad subacúea del tipo “*fire fountain*” (McPhie *et al.*, 1993) de mayor energía que el miembro anterior caracterizados por erupciones explosivas en los últimos metros de profundidad (Agusto, 2005; Agusto y Caselli, 2005). Por el tamaño de grano grueso del miembro Scoria y la presencia de bombas grandes se ha indicado que los depósitos son proximales a los centros eruptivos y que fueron involucrados múltiples centros, como se han identificado en el área de estudio, al menos dos centros efusivos localizados en la zona de

Cathedral Crag, por lo que se deduce que la isla Decepción habría emergido con actividad de varios centros eruptivos. Además, es de destacar, la presencia de marcadas discontinuidades que pueden mostrar ángulos de hasta 30° observadas en estos depósitos. Estas superficies de erosión corresponderían a posibles discontinuidades eruptivas seguidas por un período de quietud y erosión parcial del edificio volcánico, representando un estadio sin a post-eruptivo de erosión, y cuyos productos resedimentados estarían depositados en un sector más distal.

Finalmente el miembro superior de esta unidad, **Stratified lapilli tuff**, compuesto por depósitos de tefra caracterizados por su estratificación prominente, abundancia de ceniza y presencia de clastos polimícticos (accesorios) típicos de depósitos de tefra formada durante erupciones freatomagmáticas (depósitos de tipo oleadas basales), representan la última y más violenta etapa eruptiva de un proceso surtseyano. Con posterioridad a los períodos explosivos que generaron los depósitos de escoria del miembro subyacente, habría comenzado a producirse la recarga de agua del espacio poral en los flancos del cráter y de la tefra colapsada. La recarga poral crea las condiciones necesarias para que la relación agua/magma alcance los valores críticos de explosividad (Moore, 1985). Esto daría lugar a explosiones más profundas y violentas de características freatomagmáticas, que correspondería a la etapa de mayor liberación de energía del proceso surtseyano (Agusto, 2005; Agusto y Caselli, 2005). Es así que este miembro corona la secuencia y sería compatible con la somerización y probable emergencia de los “vents” (Smellie, 2001).

En forma discordante a los depósitos de la Formación Fumarole Bay se encuentra las tefras de la Formación **Outer Coast Tuff**, conformando un evento de gran magnitud y características únicas en la isla. Estos depósitos habrían sido originados por flujos piroclásticos de baja temperatura, con temperaturas de emplazamiento entre 300° y 350°C (Baraldo, 1999), presentan evidencias de que el magma interactuó con el agua de mar (Martí y Baraldo, 1990) y en este sentido, es probable que una vez que el flujo penetre la interfase aire-agua, se modifique el flujo a uno más diluido y a su vez se enfríe, gradando en sus características estructurales de masivas a groseramente estratificadas. Estos depósitos se generan por la acumulación de sucesivas unidades de flujo que resultan de un único evento eruptivo. Las columnas eruptivas fueron probablemente de baja altura y de alta

densidad que colapsaron resultando de esta manera múltiples corrientes piroclásticas y en consecuencia sus depósitos. La amplia distribución, en forma continua (principalmente en la costa externa) y el gran espesor de los afloramientos sugieren que se habrían producido desde un centro emisor localizado en bahía Puerto Foster (Smellie, 2001).

La erupción fue seguida por el **colapso de la caldera**. Este evento es el más importante de la historia de la isla, marca la diferencia entre las mayores unidades estratigráficas en pre-caldera y post-caldera. La evolución de este evento fue interpretado de diversas maneras según distintos investigadores que han trabajado en la región. En los comienzos de dichas investigaciones se interpretó como una caldera de colapso típica. Sin embargo, durante los últimos años se relacionó el colapso central del volcán original con la tectónica regional. Según características estructurales y estratigráficas, indican una estrecha relación entre la geología estructural de la isla con aquella perteneciente al *Rift* del Estrecho de Bransfield y la tectónica regional alrededor de la isla. El tamaño de la caldera infiere un volumen de material eruptivo de 30 km³ (Smellie, 2001) involucrando en tal evento agua de mar (Martí y Baraldo, 1990). Baraldo (2000) presenta un modelo evolutivo de la isla como caldera estructural, relacionando el colapso y su formación con los modelos de formación de cuencas *pull-apart*.

Luego, el volcanismo de post-caldera fue mayormente emplazado dentro de la estructura caldérica, donde fueron encontradas evidencias de resurgimiento, como los cuerpos magmáticos emplazados en el piso de Puerto Foster (Rey *et al.*, 1994; Cooper *et al.*, 1998).

Después del colapso la actividad piroclástica conformó varios conos tobáceos identificados como Formación **Baily Head**. Por la estratificación predominante de los depósitos piroclásticos (laminación planar y entrecruzada) que compone esta unidad, estos son interpretados como producto de oleadas piroclástica basales (*base surge*) que se generan directamente por erupciones explosivas freáticas y freatomagmáticas (Cas y Wright, 1987; McPhie *et al.*, 1993). Esta formación es el resultado de erupciones que ocurrieron, posiblemente en un medio de aguas someras, generando conos de tobas. Wohletz y Sheridan (1979)

consideran que los estratos masivos son depositados por pérdida de gases (deflación) en un estadio de alta concentración de la oleada piroclástica (surge) quizás involucrando algo de fluidización. El carácter masivo indica una alta concentración de partículas y tasas muy rápidas de depositación, probablemente involucrando enfriamiento en masa. Estas rocas poseen temperaturas de emplazamiento entre 300° y 400°C (Baraldo, 1999). Este autor atribuye las diferencias de temperatura, entre el centro (400°C) y los márgenes (300°C) de la isla en función de la cercanía al centro emisor. Se interpretan como el producto de oleadas piroclásticas húmedas y frías.

Con referencia a los depósitos con estructuras semejante a ondulitas, por la continuidad de algunas de las láminas, indicarían que el movimiento se habría producido en un estado post-depositacional temprano o sin-depositacional. Es evidente que estas estructuras no están relacionadas a ondulitas de corriente y se han originado por el movimiento hacia abajo favorecido por la pendiente de dichos depósitos en estado semiplástico. Las fracturas pueden haberse producido inmediatamente después de la depositación del material, todavía en un estado de transición frágil-dúctil, originadas por un movimiento sin-depositacional o post-depositacional de cizalla, pendiente abajo (Caselli *et al.*, 2004b).

En esta etapa evolutiva de la isla se produce la entrada del mar a la caldera. En este trabajo se insinúa la apertura del anillo caldérico en el sur de la isla, del sector nominado Fuelles de Neptuno, mediante una erupción explosiva con un diámetro aproximado de 600 metros (ver mapa geológico adjunto).

La actividad post-caldera consiste de erupciones de volúmenes pequeños desde centros dispersos por toda la isla, dentro y fuera del anillo caldérico. La formación **Stonethrow Ridge** compuesta por coladas son producto de actividad volcánica efusiva, la cual es esencialmente no- explosiva, y algunas de las lavas estarían alimentadas por erupciones del tipo “fire fountains” subaéreas. Los flujos de lava de ambos miembros muestran variaciones en algunas de las características tanto litológicas como geoquímicas y el tipo de productos en las erupciones dadas. Las coladas correspondientes al miembro **Kendall Terrace** presentan mayor intercalación de niveles escoriáceos denotando de esta manera que las erupciones comienzan con una fase de magma rico en gas, “*fire fountaining*”, y continúan con

la extrusión de lavas coherentes de magma relativamente pobre en gas. Sin embargo también podría haber simultaneidad de ambas fases, cuando el magma es emitido como flujos de lava coherente y al mismo tiempo existen fuentes a lo largo de una fisura. Algunos flujos están formados por aglutinados de “salpicaduras” de lava (lavas clastogénicas), asociados a conos de escoria. Las lavas que fluyeron desde las fisuras de 1842 y que en algunos casos llegaron al margen SO de cráter Lake, tienen su origen en varios conos pequeños, de algunas decenas de metros de ancho, que están alineados en el borde caldérico.

Las coladas correspondientes al miembro **Cerro Ronald** son también subaereas pero de composición traquidacítica, o sea de carácter más ácido que las del miembro anterior. Varios autores plantean la existencia de rocas de distinta composición como consecuencia de una mezcla de magmas (Smellie *et al.*, 1992; Risso *et al.*, 1994; Aparicio *et al.*, 1997a). El estudio de las características químicas revela, al igual que rocas localizadas en el sector occidental de la isla (Agusto *et al.* en preparación), que las rocas forman parte de una serie toleítica, son comagmáticas y provienen de una fuente de manto de características comunes. Esta afirmación es consistente con lo observado en el análisis estratigráfico de esta región de la isla, donde se observa que las rocas ácidas se encuentran intercaladas entre los eventos volcánicos dominantes de composiciones basálticas o basandesíticas. Existen otros eventos de composición ácida que afloran en Cross Hill (Aparicio *et al.*, 1997 a y b; Risso *et al.*, 1994; Smellie 2001, 2002). Esto revela que el volcanismo ácido representa episodios eruptivos más que discretos, pero que se han repetido a lo largo de la historia volcánica de la isla.

Por lo tanto, este último miembro, propuesto en el presente trabajo, para distinguir las lavas que poseen composiciones más evolucionadas, composiciones traquidacíticas (fig. 3-34) podrían corresponder, posiblemente, a productos diferenciados del magma basáltico, como es mencionado por Risso *et al.* (1994) donde podría ser sólo un cuerpo magmático zonado y que las evidencias de mezcla y desequilibrio observadas por estos autores en algunos sectores de la isla fuera del área de estudio podrían corresponder a una erupción de magmas que han incrementado su zonación con el tiempo. Ya que existe un amplio rango composicional en muchas erupciones individuales sugiriendo que las erupciones fueron alimentadas de cámaras magmáticas bien estratificadas composicionalmente. Las erupciones repetidas de magmas basálticos junto con

erupciones de volumen pequeño muestran un amplio rango de composición sugieren una zona de acumulación de fundidos grande, ampliamente basáltica con reposición en profundidad y la cual estaría alimentando pequeñas cámaras magmáticas someras. Esto último estaría respondiendo a fuentes de la mayoría de las erupciones de post-caldera.

Los depósitos reunidos en la Formación **Pendulum Cove** corresponden a tefras inconsolidadas que conforman principalmente maares, anillos de tobas (*tuff rings*) y conos de tobas (*tuff cones*), los cuales fueron generados por erupciones hidromagmáticas (Risso *et al.*, 1992). Los depósitos piroclásticos que componen estas geoformas consisten de tefra tamaño lapilli con estratificación planar producida por oleadas piroclásticas basales. Exhiben bloques balísticos con deformación de la estratificación, lo que indicaría cierta cercanía de la boca de emisión. En algunos depósitos existen discordancias por posible discontinuidad en la actividad piroclástica y erosión parcial de los depósitos. Es posible además que la parte superior de estos depósitos correspondan a material epiclástico estratificado, generados a partir del retrabajo de los depósitos volcanogénicos, ya que no se observan evidencias primarias.

Cabe destacar la simultaneidad de las coladas lávicas y conos eruptivos, ya que estos se diferencian según el contenido de agua involucrado en las erupciones. Las coladas se generan en un ambiente sin o escasa participación de agua y los conos se producen en un ambiente provisto de agua.

La formación **Cathedral Crags** representa depósitos generados por corrientes piroclásticas densas. Si bien presentan características similares a los depósitos de la Formación Outer Coast Tuff de pre-caldera, Caselli y Agosto (2004) los diferencian debido a sus discrepancias composicionales (composición bimodal basáltica-riolítica, por inmiscibilidad magmática?) y grado de consolidación. En acuerdo con estos autores, en el presente trabajo se considera esta unidad, confirmando la diferencia fundamental de exposición en muestra de mano de material pumíceo en estos depósitos, respecto a los correspondientes a la Formación Outer Coast Tuff. La disposición y actitud de los afloramientos permitirían establecer dos centros eruptivos en la zona externa a la isla, uno al sur de Cathedral Crags y otro contiguo al oeste de Punta Sudeste. De esta manera, una

erupción submarina a escasa profundidad generaría estos depósitos de flujos piroclásticos densos.

4- Conclusiones

El estudio detallado de la geología del sector sur de la isla Decepción, permitió aportar nuevos datos que son de importancia para la historia evolutiva de la isla. Respecto a las unidades litoestratigráficas presentes en el área de estudio se realizaron una serie de observaciones que permitieron ajustar mejor el mapa geológico de la isla Decepción.

En relación a las unidades pre-caldera,

(i) se llevó a cabo una descripción de detalle de la Formación Fumarole Bay, correspondiente a la etapa de emergencia de la isla. Aquí se observó la existencia de varios centros eruptivos alineados en la dirección paralela a la de apertura del Estrecho de Bransfield, posiblemente relacionados a erupciones fisurales y en relación a estos centros se destacaron marcadas superficies de erosión con la existencia de depósitos de material retrabajado.

(ii) Al efectuar el estudio de detalle de los depósitos de flujos piroclásticos de la Formación Outer Coast Tuff, se interpretó que estos correspondieron a un evento de gran magnitud que tuvo interacción con agua de mar, que dio lugar a la formación de un proceso de dilución que dio lugar a laminación grosera. Por otro lado, se confirmó la reubicación estratigráfica de afloramientos adjudicados por algunos autores a la Formación Outer Coast Tuff (pre-caldera) como depósitos de erupciones jóvenes (Formación Cathedral Crag) apoyados sobre coladas post-calderas de la Formación Stonethrow Ridge.

Respecto a las unidades post-caldera, se propone en este trabajo reordenar a estas según el mecanismo eruptivo, grado de preservación y composición química. En este sentido, se propone aquí la división en cuatro unidades formacionales:

- (i) Fm Baily Head (sin cambios a lo propuesto por Smellie, 2001);
- (ii) Fm. Stonethrow Ridge: se dividió en este trabajo en dos miembros siguiendo criterios petrográficos y geoquímicos, Miembro Kendall Terrace (Smellie, 2001) y Miembro Cerro Ronald, (*nov. nom.*). Se mantuvo la nomenclatura de Miembro Kendall Terrace para la mayoría de las rocas identificadas por Smellie (2001) dentro de sus Miembros Kendall Terrace y Mount

Kirkwood. De esta forma se fusionaron estos miembros ya que son indistinguibles litológicamente y sólo se pueden separar con criterios cronológicos. Para esta distinción cronológica, en este trabajo se les adjudicó sub-unidades informales, pre-históricas e históricas. Se separó los derrames de composición más evolucionada (traquidacitas), reuniéndolos bajo la denominación de Miembro Cerro Ronald y que fueron anteriormente incluidas por Smellie (2001) dentro de los Miembros Kendall Terrace y Pendulum Cove.

(iii) Fm Pendulum Cove , sin demasiados cambios a lo propuesto por Hawkes (1961), aunque se mantuvo la jerarquía formacional dada por Smellie (2001) y se separaron las coladas de composición más evolucionada (traquidacitas) antes mencionadas y se renombraron como correspondientes al Miembro Cerro Ronald.

(iv) Fm. Cathedral Crags, confirmando estratigráficamente su reciente reubicación temporal, sugerido por Caselli y Agosto (2004), dentro de la evolución de la isla (Grupo Mount Pond) y diferenciándola por su mecanismo eruptivo y composición de las otras unidades post-caldera. En este sentido, se observó en la pared externa sudeste de la isla, que estos depósitos están apoyados sobre rocas reconocidas como unidades de post-caldera (Formación Stonethrow Ridge) por lo cual no pueden pertenecer a la Formación Outer Coast Tuff (pre-caldera).

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Alberto Caselli por su dirección, por su entereza profesional y buena disposición. También por su confianza y por haberme brindado la posibilidad de estudiar en estos maravillosos lugares, y de esta manera obtener experiencias inolvidables en lo personal y laboral, y como dice Ernest Shackleton *“Las regiones polares dejan, en los que han luchado en ellas, una marca cuya profundidad puede difícilmente explicarse a los hombres que no han salido jamás del mundo civilizado”*.

Agradezco a la Universidad de Buenos Aires y el Dpto. de Ciencias Geológicas en extensión a todos los profesores que me han transmitido sus conocimientos a lo largo de estos años de carrera. Especialmente a aquellos que han colaborado en este trabajo final.

Agradezco a la Dirección Nacional del Antártico (DNA), al Instituto Antártico Argentino (IAA) y al personal de las Fuerzas Armadas, en especial al SIAE. Mariezcurrena, SIMQ. Spinello y CPMA. Ledesma por su colaboración y apoyo logístico en la realización de este trabajo. A las personas que compartieron la campaña, a Emilio Rojas Vera por su ayuda en el campo.

Agradezco a mi familia especialmente a mis padres por brindarme su confianza y apoyo incondicional siempre, por su esfuerzo para que yo pueda estudiar esta carrera.

Agradezco a mis amigos, especialmente a Ingrid Mayer, Belén Palacios y Teresa Saint Pierre, Laura Velez y a mis compañeros que compartieron estos años de dedicación y estudio.

En definitiva, muchas gracias a todas las personas que de alguna u otra forma hicieron posible mi carrera y este trabajo final.

Bibliografía

- **Agusto M.R., Caselli A.T. y dos Santos Afonso M., 2004.** Depósitos de piritas: framboidales en fumarolas de Isla Decepción (Shetland Del Sur, Antártida): Implicancias metalogénicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59 (1): 152-157.

- **Agusto, M.R. 2005.** Trabajo Final de Licenciatura: Geología del sector occidental de la isla Decepción, islas Shetland del Sur, Antártida. Departamento de Ciencias Geológicas-Facultad de Cs Exactas y Naturales- Universidad de Buenos Aires. 100 pp.

- **Agusto, M. y A. Caselli. 2005.** Análisis facial de los depósitos volcanogénicos de la formación Fumarole bay, isla decepción, antártida. Actas del XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata 2005. Tomo I: 743-750.

- **Aldaya, F. y A. Maldonado. 1995.** El borde de la Placa Antártica entre las Islas Shetland y Orcadas del Sur (Península Antartica). Revista de la Sociedad Geológica de España. 8: 273-284.

- **Aldaya, F. y A. Maldonado. 1996.** Tectonics of the triple junction at the southern end of the Shackleton Fracture Zone (Antarctic Peninsula). Geo-Marine Letters, 16: 279-286.

- **Aparicio, A., Risso, C., Viramonte, J.G., Menegatti, N. e I. Ptrinovic. 1997a.** El volcanismo de isla Decepción (Península Antártica) Boletín Geológico y Minero. 108(3): 235-258.

- **Aparicio, A., Risso, C., García, A., Ortíz, R. Y M. Astiz. 1997b.** Esquema geodinámico del volcanismo de la Isla Decepción (Islas Shetland del Sur). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.) 93(1-4): 155-161.

- **Baraldo, A. 1999.** Tesis doctoral: Evolución geológica de la isla Decepción, islas Shetland del Sur, Antártida. Universidad de Buenos Aires.

- **Baraldo, A. 2000.** An evolutionary model for the Deception Island volcanic caldera, South Shetland Island, Antarctica. Ser. Cient. INACH N° 50: 09-24.

- **Baraldo, A. y C.A. Rinaldi, 2000.** Stratigraphy and structure of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. Journal of South American Earth Sciences. 13: 785-796.

- **Baraldo, A., Rapalini, A.E., Böhnell, H. y Mena, M. 2003.** Paleomagnetic study of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. Geophysical Journal International 153:1-11.

- **Baker, P.E.; McReath, I., Harvey, M.R., Roobol, M.J. y T.G Davis, 1975.** The geology of the south Shetland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island. British Antarctic Survey Scientific Reports, No. 78: 81.

- **Baker, P.E. y M.J. Roobol. 1975.** The geology of the south Shetland Islands. V. Volcanic evolution of Deception Island, Introduction. British Antarctic Survey Scientific Reports, No. 78: 3-15.

- **Barker, P.F. 1982.** The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions. Journal of the Geological Society, London, 139: 787-802.

- **Barker, P.F. and I.W.D. Dalziel. 1983.** Progress in geodynamics in the Scotia Arc region. Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs, Geodyn. Ser., edited by R. Cabre. Washington, D.C. 9: 137-170.

- **Barker, P.F., Dalziel, I.W.D. y B.C. Storey. 1991.** Tectonic development of the Scotia Arc region. Antarctic Geology, B.J. Tingey, Ed., Oxford University Press, Oxford: 215-248.

- **Barker, D.H.N. and J.A. Austin. 1994.** Crustal diapirism in Bransfield Strait, West Antarctica: evidence for distributed extension in marginal- basin formation. Geology, 22, 657-660.

- **Barker, D.H.N. and J.A. Austin Jr. 1998.** Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, NO. B10: 24017-24043.

- **Barker, D.H.N., Christeson, G.L., Austin, J. A. and I. W.D. Dalziel. 2003.** Backarc basin evolution and cordilleran orogenesis: Insights from new ocean-bottom seismograph refraction profiling in Bransfield Strait. *Geology*, 31: 107-110.

- **Birkenmajer, K. 1991a.** Lichenometric dating of a mid-19th century lava eruption at Deception Island (West Antarctica). *Bull. Polish Acad. Sci., Earth-Sci.*, 39(4): 1-9.

- **Birkenmajer, K. 1991b.** Report on the Polish geological investigation in West Antarctica, 1990/91. *Polish Polar Res.*, 12(3): 369-390.

- **Birkenmajer, K. 1992.** Volcanic succession at Deception Island, West Antarctica. A revised lithostratigraphic standard. *Studia Geologica Polonica*, 101, 27-82.

- **Birkenmajer, K. 1995.** Some young volcanic features at Whalers Bay, Deception Island volcano, South Shetland Islands (West Antarctica). *Studia Geologica Polonica*, 107: 131- 143.

- **Birkenmajer, K. and J. Dudziak. 1991.** Nannoplankton evidence for Tertiary basement of Deception Island volcano, West Antarctica. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth-Sciences*, 39: 93-100.

- **Björk, S., Sandgren, P. and R. Zale. 1991.** Late Holocene tephrochronology of the northern Antarctic Peninsula region. *Quaternary Research*, 36: 322-328.

- **Canals, M., E. Gràcia y GEBRA Group. 1997.** Evidence of initial seafloor spreading in the Central Bransfield Basin, Western Antarctica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)* 93 (1-4): 53-61.

- **Canals, M., Gràcia, E., Prieto, M.J., y L.M. Parson. 1997a.** The Very Early Stages of Seafloor Spreading: The Central Bransfield Basin, NW Antarctic Peninsula. The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Pag: 669-673.

- **Carbó, A., Muñoz, Martín, J. Catalán, M. y A. García. 2001.** Análisis de nuevos datos gravimétricos marinos en el entorno de la Isla Decepción (Islas Shetland del Sur, Antártida). Revista de la Sociedad Geológica Española, 14: 189-197.

- **Caselli, A., Cohen, M. y Villegas, M.T., 1994.** Geoquímica de gases fumarólicos de la isla Decepción. Su evolución e implicancias volcanológicas. Terceras Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Científicas Antárticas. Buenos Aires. Acta, 171-174.

- **Caselli, A., dos Santos Afonso, M., Risso, C., García, A. y Ortiz, R., 2002.** Caracterización geoquímica de los gases volcánicos de isla Decepción (Shetland del Sur, Antártida). Revista de la Asociación Geológica Argentina. 57 (1): 69-79.

- **Caselli, A.T. y M. Augusto. 2004.** Depósitos hicrovolcánicos recientes con indicios de inmiscibilidad magmática de la isla Decepción (Antártida). Revista de la Asociación Geológica Argentina. 59 (3): 495-500.

- **Caselli A.T., dos Santos Afonso M. y Augusto M.R., 2004a.** Gases Fumarólicos de la Isla Decepción (Shetland Del Sur, Antártida): Variaciones químicas y depósitos vinculados a la crisis sísmica de 1999. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59 (2): 291-302.

- **Caselli, A.T., Bengoa, C. y E. Rojas Vera. 2004b.** Estratificación "ondulítica" en depósitos de oleadas piroclásticas de la Isla Decepción (Antártida).Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones

Antárticas. Actas-CD.101GV. <http://www.dna.gov.ar/CIENCIA/SANTARo4/CD/PDF/101GV.PDF>

- **Caselli, A.T., Bidone, A., Bengoa, C., Rojas Vera, E., Badi, G., Zandomenighi, D., Sánchez; N., Fernández, F. y J. Ibáñez,** Análisis sismológico y geoquímico comparativo del verano austral 2004 en Isla Decepción, Antártida. Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas, Actas-CD.106GV. <http://www.dna.gov.ar/CIENCIA/SANTARo4/CD/PDF/106GV.PDF>.

- **Casertano, L. 1963.** Volcanic Activity at Deception Island. (In ADIE, R.J., ed. Antarctic Geology. Amsterdam, North-Holland Publishing, Company: 33-47).

- **Cass, R.A.F. y J.V. Wright. 1987.** Volcanic successions, modern and ancient. Unwin Hyman edit., London: 528p.

- **Chough S.K. and Y.K. Sohn. 1990.** Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. Sedimentology, 37: 1115-1135.

- **Cooper, A., Smellie, J. And Maylin, J., 1998.** Evidence for shallowing and uplift from bathymetric records of Deception Island, Antarctica. Antarctic Science 10 (4): 455-461.

- **De Rosa, R., R. Mazzuoli, R.H. Omarini, G. Ventura & J.G. Viramonte, 1995.** A Volcanological Model for the Historical Eruptions at Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica), Terra Antarctica 2(2), 95-101.

- **dos Santos Afonso, M. y A.T Caselli. 2002.** Variaciones en la geoquímica de gases fumarólicos de Isla Decepción (Antártida) vinculadas a intrusiones ígneas someras. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Santa Cruz, Argentina, 2002. Actas Tomo 1: 450-455.

- **Drosina, M. 2003.** Trabajo final de Licenciatura: Caracterización de los Depósitos piroclásticos de Punta Murature y Cráter Irizar. Isla Decepción, Islas Shetland del Sur, Antártida. Departamento de Ciencias Geológicas-Facultad de Cs Exactas y Naturales- Universidad de Buenos Aires. 99 pp.

- **Fisher, R.V. 1977.** Erosion by volcanic base- surge density currents: U-shaped channels. Geological Society of America Bulletin, v. 88: 1287-1297. Doc. No. 70907.

- **Fisk, M.R.J.S. 1990.** Volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica. Journal of South American Earth Sciences, 3: 91-101.

- **Fiske R.S. y T. Matsuda. 1964.** Submarine equivalents of ash- flows in the Tokiwa Formation, Japan. Amer. Jour. Sci. 262: 76-106.

- **Forsyth, D.W. 1975.** Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. J. Geophys. Res. 80: 1429- 1443.

- **Gamboa L. A. P. y P.R. Maldonado, 1990.** Geophysical investigations in the Bransfield Strait and Bellingshausen Sea, Antarctica. En B. St. John (de.) Antarctica as an Exploration Frontier- Hydrocarbon Potential, Geology and Hazards. AAPG, Studies in Geology, Oklahoma- Tulsa, 31: 127- 141.

- **González-Casado, J.M., López-Marínez, J., Durán, J.J. y J.F. Bergamín. 1997.** Fracturación y campos de esfuerzos recientes en el entorno del Estrecho de Bransfield, Antártida Occidental. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.), 93 (1-4):181-188.

- **González-Casado, J.M., López-Martínez, J., Giner, J., Dúran, J.J. y P. Gumiel. 1999.** Análisis de la microfracturación en la Isla Decepción, Antártida Occidental. Geogaceta, 26, 31-34.

- **González-Casado, J.M., Giner-Robles, J.L., and J. López-Martínez. 2000.** Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: not a normal backarc basin. Geology 28: 1043-1046.

- **González-Ferrán, O., 1991.** The Bransfield rift and its active volcanism. Geological Evolution of Antarctica. Thomson, M.R.A., Crame, J.A. and Thomson, J.W. (eds.). Cambridge University Press, pp. 505-509.

- **Gràcia, E., Canals, M., Li Farrán, M., Prieto, M.J., Sorribas, J., Team, G., Acosta, J., Baraza, J., Bart, P., Calafat, A.M., Casamor, M., De Bastist, Ercilla, G., Ramos, E., Sanz, J.L. y A. Tassone., 1996.** Morphostructure and Evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula). Marine Geophysical Researches 18: 429-448. Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands.

- **Gràcia, E., Canals, M., Farrán, M., Sorribas, J., and R. Pallàs. 1997.** Central and Eastern Bransfield Basins (Antarctica) from high resolution swath-bathymetry data. Antarctic Science 9: 168-180.

- **Grad, M., Guterch, A. and P. Sroda. 1992.** Upper crustal structure of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica. Antarctic Science 4 (4): 469- 476.

- **Guterch, A., Grad, M., Janik, T., Perchuec, E. and J. Pajchel; 1985.** Seismic studies of the crustal structure in west Antarctica 1979-1980, preliminary results. Tectonophysics, 114: 411-429.

- **Hawkes, DD. 1961.** The geology of the South Shetland Islands: II. The geology and petrology of Deception Island. Falkland Island Dependencies Survey Scientific Reports. No. 27: 43.

- **Henriet, J.P. Meissner, R., Miller, H. and The Grape Team. 1992.** Active margin processes along the Antarctic Peninsula. Tectonophysics, 201: 229-253.

- **Holtedahl, O. 1929.** On the geology and physiography of some Antarctic and subantarctic islands. Scientific Results of the Norwegian Antarctic Expeditions 1927-1928 and 1928-1929. No. 3: 316.

- **Ibáñez J. M. y E. Del Pezzo. 1999.** Seismic Survey of Deception Island December 1999-March 2000. Vesuvius Observatory Open File Report, 4.

- **Ibáñez, J. M., J. Almendros, E. Carmona, C. Martínez-Arévalo and M. Abril. 2003a.** The recent seismo-volcanic activity at Deception Island volcano. Deep-Sea Research II, 50, 1611-1629.

- **Ibáñez, J. M., E. Carmona, J. Almendros, G. Saccorotti, E. Del Pezzo, M. Abril and R. Ortiz. 2003b.** The 1998-1999 seismic series at Deception Island volcano, Antarctica. Journ. Volcan. Geotherm. Res. 128, 65-88.

- **Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Maldonado A. y C. Sanz de Galdeano. 1997.** El Bloque de las Shetland del Sur: su significado en la evolución de los límites de las placas Antártica-Scotia-Phoenix (Península Antártica septentrional). Bol.R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.) 93 (1-4): 43-51.

- **Jeffers J.D. and J.B. Anderson. 1991.** Sequence stratigraphy of the Bransfield Basin, Antarctica: Implications for tectonic history and hydrocarbon potential. In: St. John, B. (ed.) Antarctica as an Exploration Frontier – Hydrocarbon Potential, Geology and Hazards. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Studies in Geology, 31: 13-29.

- **Keller, R.A., Fisk, M.R., White, W.M. & K. Birkenmajer. 1991.** Isotopic and trace element constraints on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica. Earth and planetary Science Letters, 111: 287-303.

- **Keller, R.A. and M.R. Fisk. 1992.** Quaternary marginal basin volcanism in the Bransfield Strait as a modern analogue of the Southern Chilean ophiolites. Ophiolites and their modern oceanic analogues. LM. Parson, B.J. Murton and P. Browning. Eds. Geological Society Special Publication. London. 60:155-169.

- **Klepeis K.A. and L.A. Lawer, 1996.** Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Islands, West Antarctica. *Jnl. Of Geophys. Res.* Vol 101. No. B9: 20211-31.

- **Lanti E., Lanzafame, G., Rossi, P.L., Tranne, C.A. and N. Calanchi. 1988.** Vulcanismo e tettonica nel Canale di Sicilia : l'isola di Linosa: Mineralogia e Petrographia Acta, 31: 69-94.

- **Larter, R.D. y P.F. Barker; 1991.** Effects of ridge crest-trench interactions on Antarctic-Phoenix spreading: forces on a young subducting plate. *J. of Geophys. Res.*, 96: 19583-19607.

- **Lawver, L.A., Keller, R.A., Fisk, M.R., and Strelin, J.A. 1995.** Bransfield Strait, Antarctic Peninsula: active extension behind a dead arc. Taylor, B., ed. *Back-arc basins: tectonics and magmatism.* New York, Plenum, 315-342.

- **Lawver, L.A., Sloan, B.J., Barker, D.H.N., Ghidella, M., Von Herzen, R.P., Keller, R.A., Klinkhammer, G.P., and C.S. CHIN. 1996.** Distributed, active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: evidence from multibeam bathymetry. *GSA Today* 6: 1-6 & 16-17.

- **Llambias, E.J. 2003.** Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina. Serie B- Didáctica y Complementaria N° 27. Instituto Superior de correlación Geológica- Serie Correlación Geológica N° 15. Buenos Aires. 182 pp.

- **López- Martínez, J., Ramos, M., Criado, C., Serrano, E., y P. Nicolás. 1996.** Anomalías geotermicas y permafrost en la Isla Decepción, Antártida. *Actas V Simposio Nacional de Estudios Antárticos.* Madrid, Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, 223-234.

- **López- Martínez, J. and F. Hernández-Cifuentes. 1997.** Toponimia antártica española. Propuesta para un primer glosario de nombres geográficos españoles. *Boletín real sociedad Española de Historia natural (Sección Geológica.* 93: 229- 236.

- **Lowe, D.R. 1979.** Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. SEP, Special Publication 27: 75-82.

- **Mc Phie, J., Doyle, M. y R. Allen. 1993.** Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Tasmania, Tasmanian Government Printing Office, 198pp.

- **Martí J. y A. Baraldo. 1990.** Pre-caldera pyroclastic deposits of Deception Island (South Shetland Islands). Antarctic Science 2 (4): 345- 352.

- **Martí, J., Vila, J. and Rey, J., 1996.** Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica): an example of a volcanic caldera developed by extensional tectonics. In Volcano Instability on the Earth and Other Planets, Geological Society Special Publication No.110: 253-265.

- **Martini, M y Giannini, L., 1988.** Deception Island (South Shetland): an area of active volcanism in Antarctica. Memoria de la Sociedad Geológica Italiana, 43,117-122.

- **Matthies, D., Mäusbacher, R., and R. Schmidt. 1990.** Deception Island tephra: a stratigraphical marker for limnic and marine sediments in Bransfield Strait area, Antarctica. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1: 153- 165.

- **Mazzoni, M. M. 1986.** Procesos y depósitos piroclásticos. Asociación Geológica Argentina. Serie B. Didáctica y Complementaria 14, 115p.

- **Moreton, S.G. 1999.** Quaternary tephrochronology of the Scotia Sea and Bellingshausen Sea, Antarctica. Ph. D. Thesis, Cheltenham and Gloucester College of Higher Education, 164 (unpublished).

- **Moore, J.G. 1985.** Structure and eruptive mechanisms at Surtsey Volcano, Iceland. Geol. Mag. 122: 649-661.

- **Muñoz-Martín, A., Catalán, M., Martín-Dávila J. and A. Carbó. 2005.** Upper crustal structure of Deception Island area (Bransfield Strait, Antarctica) from gravity and magnetic modelling. *Antarctic Science*, 17: 213-224.

- **Nelson, S. A. 1981.** The possible role of thermal feedback in the eruption of siliceous magmas . *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 11: 127-137.

- **Olsacher, J. 1956.** Contribución a la geología de la Antártida Occidental. I, Contribución al conocimiento de la isla Decepción. Publicación del Instituto Antártico Argentino. No. 2: 1-76.

- **Ortiz, R., Vila, J. y J.C. Sastre. 1990.** Actividad sísmica en el entorno de la Base Antártica Española Juan Carlos I (Islas Livingston y Decepción). (In CASTELLVÍ, J., ed. *Actas del III Simposium Español de Estudios Antárticos*. Madrid, Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, 238-243).

- **Ortiz, R., Vila, J., García, A., Camacho, A.G., Díez, J.L., Aparicio, A., Soto, R., Viramonte, J.G., Risso, C., Menegatti N. y I. Petrinovic. 1992.** Geophysical Features of Deception Island. *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. Pag: 443-448.

- **Ortiz, R., A. García, A. Aparicio, I. Blanco, A. Felpeto, R. Del Rey, M.T. Villegas, J.M. Ibáñez, J. Morales, E. Del Pezzo, J.C. Olmedillas, M. Astiz, J. Vila, M. Ramos, J.G. Viramonte, C. Risso and A. Caselli, 1997.** Monitoring of the Volcanic Activity of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica (1986–1995). *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, 1071-1076.

- **Pallàs, R., Smellie, J.L., Casas, J.M. and J. Calvet. 2001.** Using tephrochronology to date temperature ice: correlation between ice-tephras on Livingston Island and eruptive units on Deception Island volcano (South Shetland Islands, Antarctica). *The Holocene*, 11: 149-160.

- **Prieto, M.J., Canals, M., Ercilla, G., Gràcia, E., and M. De Batist. 1997.** Sismoestratigrafía y edificación sedimentaria del margen SE y fonde de cuenca de la Cuenca Central de Bransfield (Antártida Occidental). Boletín de la Real Sociedad Española de historia Natural (Sección Geológica) 93: 73-84.

- **Pelayo A.M. and D.A. Wiens; 1989.** Seismotectonic and relative plate motions in the Scotia Sea Region. Journal of Geophysical Research, 94, 86: 7293-7320.

- **Rey, J., J.R. De Andres y J.M. Fernández-López. 1989.** Tectónica reciente en los depósitos submarinos de la bahía Decepción. In: Castellví, J. (ed.) Actas del III Symposium Español de Estudios Antárticos, 258-270.

- **Rey, J., Somoza L. y F.J. Hernández-Molina. 1992.** Formas de los sedimentos submarinos superficiales en el Puerto Foster, Isla Decepción, Islas Shetland del Sur. In: Martínez- López J. (ed.) Geología de la Antártida Occidental. Simposios T3- III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, España. 163-172.

- **Rey, J., Somoza, L., Martínez-Frías, J., Del Barrio, J. and R. Benito. 1994.** Caracterización geoquímica de los sedimentos volcánicos submarinos de la isla Decepción (Antártida). Publicaciones Especiales del Instituto Español de Oceanografía, Madrid. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. 18: 95-105.

- **Rey, J., Somoza L. y J. Martínez-Frías, 1995.** Tectonic, volcanic, and hydrothermal event sequence on Deception Island (Antarctica), Geo-Marine Letters. 15: 1-8.

- **Rey, J., Somoza, L., Martínez-Frías, J., Benito, R. and S. Martín Alfageme. 1997.** Deception Island (Antarctica): a new target for exploration of Fe-Mn mineralization?. Geological Society, London, Special Publication No. 119: 239- 251.

- **Rey J., Maestro, A., Somoza. L. and J.L. Smellie. 2002** Submarine morphology and seismic stratigraphy of Port Foster. Geology and geomorphology of Deception Island. Ed. López- Martínez, J., Smellie, J.L., Thomson J.W. y M.R.A. Thomson. Britished Antarctic Survey Geomap Series. Cambridge. Cap. 5: 40-46.

- **Risso, C., Aparicio, A. y J.G. Viramonte. 1990a.** Estudio preliminar de los enclaves de la isla Decepción, Shetland del Sur. Antártida. Actas del XI Congreso Geológico Argentino I, 19-23.

- **Risso, C., Aparicio, A. y J.G. Viramonte. 1990b.** Los enclaves de las rocas volcánicas de Terraza Kendall y Bahía Murature, isla Decepción, Shetland del Sur. Antártida. Actas del III Symposium Español de Estudios Antárticos CICYT. Madrid, 199-202.

- **Risso, C., Aparicio, A. y J.G. Viramonte. 1992.** Nuevos aportes al conocimiento de la geomorfología de la isla Decepción, Islas Shetland del Sur. Geología de la Antártida Occidental. J. López-Martínez (Ed.). III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca. España. Simposios T3: 305-313.

- **Risso, C., Aparicio, A., Caselli, A. y R. Ortiz. 1994.** Nuevos aspectos petrológicos de la isla Decepción, Antártida. En García, A. y A. Felpeto (eds.), Serie Casa de los Volcanes, 3: 201-215.

- **Risso, C. y A. Aparicio. 2002.** Plutonic Xenoliths in Deception Island (Antarctica). Terra Antarctica 9(2): 95-99.

- **Roobol, M.J. 1973.** Historic volcanic activity at Deception Island. British Antarctic Survey Bulletin, 32, 23-30.

- **Rodgers, D. 1980.** Analysis of pull apart basin development produced by an echelon strike- slip faults. In Sedimentation in Oblique- slip Mobile Zones, Ballance P.F. and Reading H.G. eds.: 27-42.

- **Roobol, M.J. 1980.** A model for the eruptive mechanism of Deception Island, from 1820 to 1970. British Antarctic Survey Bulletin, 49 (for 1979), 137-156.

- **Scientific Committee on Antarctic Research, 1998.** Composite Gazetteer of Antarctica (south of latitude 60°S). Rome, Working Group on Geodesy and Geographic Information, Scientific Committee on Antarctic Research. Vol 1, 227 pp. and vol. 2, 328 pp.

- **Scientific Committee on Antarctic Research, 2000.** Composite Gazetteer of Antarctica, Supplement to the first edition. Rome, Working Group on Geodesy and Geographic Information, Scientific Committee on Antarctic Research. 46 pp.

- **Scientific Committee on Antarctic Research, 2002.** What's new in the CGA. Rome, Working Group on Geodesy and Geographic Information, Scientific Committee on Antarctic Research. 24 pp.

- **Servicio Geográfico del Ejército y Universidad Autónoma de Madrid, 1994.** Isla Decepción/ Deception Island. 1:25000 scale, 1st edn. Madrid, Servicio Geográfico del Ejército.

- **Smellie, J.L. 1988.** Recent observations on the volcanic history of Deception Island, South Shetland Islands. British Antarctic Survey Bulletin, 81: 83-85.

- **Smellie, J.L. 1989.** Deception Island. In Dalziel, IWD., ed. Tectonics of the Scotia arc, Antarctic. 28th International Geological Congress, Field Trip Guidebook T180. Washington, DC: American Geophysical Union, 146-152.

- **Smellie, J.L. 1990.** Graham Land and South Shetland Islands. Antarctic Research Series 48: 303-312.

- **Smellie, J.L., Hofstetter A. y G. Troll. 1992.** Fluorine and boron geochemistry of an ensialic marginal basin volcano: Deception Island , Bransfield Strait, Antarctica. Jnl. Of Volcanology and Geothermal Research, 49: 255- 267.

- **Smellie, J.L. 2001.** Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 13: 188-209.

- **Smellie, J.L., López Martínez, J., Headland, R.K., Hernández-Cifuentes, F., Maestro, A., Millar, I.L., Rey, J., Serrano, E., Somoza, L. and J.W. Thomson. 2002.** Geology and geomorphology of Deception Island. Ed. López- Martínez, J., Smellie, J.L., Thomson J.W. y M.R.A. Thomson. *British Antarctic Survey Geomap Series*. Cambridge. 77 pp.

- **Smellie (2002).** Geology. Geology and geomorphology of Deception Island. Ed. López- Martínez, J., Smellie, J.L., Thomson J.W. y M.R.A. Thomson. *British Antarctic Survey Geomap Series*. Cambridge. Cap. 3: 11-30.

- **Smellie J.L. y I.L. Millar (2002).** Geochemical and isotopic analyses of selected rocks from Deception Island. Geology and geomorphology of Deception Island. Ed. López- Martínez, J., Smellie, J.L., Thomson J.W. y M.R.A. Thomson. *British Antarctic Survey Geomap Series*. Cambridge. Apéndice 4: 72-76.

- **Sohn, Y.K. and S.K. Chough. 1989.** Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea): *Sedimentology*, 36: 837-855

- **Trouw, R.A.J. and L.A.P. Gamboa. 1992.** Geotranssect Drake Passage-Wedell Sea, Antarctica. In: *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. Y. Yoshida, K. Kaminuma and K. Shiraishi, Eds. Terrapub. Tokyo: 153-161.

- **Valencio, D.A., Mendía, J.E. & J.F. Vilas. 1979.** Paleomagnetism and K-Ar age of Mesozoic and Cenozoic igneous rocks from Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 45: 61-68.

- **Ventura, G. 1994.** Tectonics, structural evolution and caldera formation on Vulcano Island (Aeolian Archipelago, southern Tyrrhenian Sea) *Jnl. Of Volcanology and Geothermal Research*, 60: 207- 224.

- **Vila, J. Ortíz, R., Correig, A. Y A. García. 1992a.** Seismic activity on Deception Island. Recent Progress in Antarctic Earth Science: Y. Yoshida *et al.* Eds., 449-456.

- **Vila, J., Martí, J., Ortíz, R., García, A. Y A. Correig. 1992b.** Volcanic tremors at Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Jnl. Of volcanology and Geothermal Research*, 53: 89-102.

- **Villegas, M.T. y A.T. Caselli, 1993.** Fumarolas de Decepción: evolución a lo largo del verano austral. Modelo de despresurización del acuífero. V Simposio de Estudios Antárticos, Barcelona, España. Actas: 1-15.

- **Villegas, M.T., Caselli, A.T. y García, A., 1997a.** Nuevas aportaciones en el estudio de las variaciones estacionales de los gases volcánicos de la Isla Decepción (Islas Shetland del Sur, Antártida). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Madrid, España. Tomo 93, N° 1-4: 145-153.

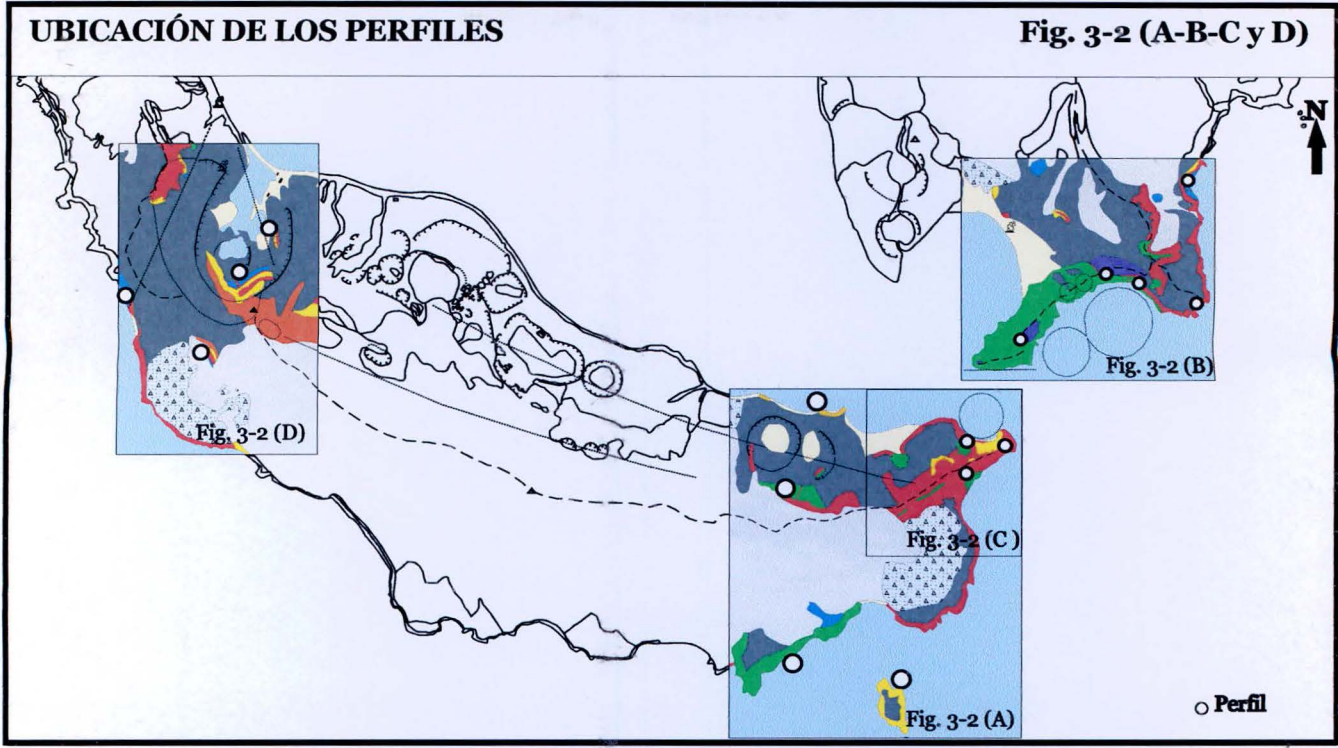
- **Villegas, M.T., Ortiz, R., Caselli, A. y M. Cohen, 1997b.** Chemical variations of fumarolic gases in Deception Island, South Shetland I., Antarctica. In *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. C.A. Ricci (Ed.) Terra Antarctica Publication Italy: 1077-1082.

- **Weaver, S.D., Saunders, A.D., Pankhurst, R.J. y J. Tarney. 1979.** A Geochemical Study of Magmatism Associated With the Initial Stages of Back-Arc Spreading. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 68: 151-169.

- **Weaver, S.D., Saunders, A.D., y J. Tarney. 1982.** Mesozoic-Cenozoic volcanism in the South Shetland Islands and the Antarctic Peninsula: geochemical nature and plate tectonic significance. *Antarctic Geoscience*, ed C. Craddock, pp. 263-73. Madison; University of Wisconsin Press.

- **Wilkes, C. 1845.** Narrative of the United States exploring expeditions, during the years 1838, 1839, 1840, 1841, 1842. Vol1, Philadelphia.

- **Wohletz K.H. y M.F. Sheridan. 1979.** "A model of pyroclastic surge". En Ash- flow tuffs (Chapin, C.E. y Elston, W.E., eds). Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 180: 177-192.
- **Wohletz K.H. y M.F. Sheridan. 1983.** Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. American Journal of Science, 283, 385-413.



REFERENCIAS

Fig. 3-2 (A-B-C y D)

	Fm. Cathedral Crags (CC)	Grupo Mount Pond		Tefra
	Fm. Pendulum Cove (PC)			Lavas y escorias
M. Cerro Ronald (MCR)	Fm. Stonethrow Ridge (STR)			Lapillitas estratificadas
E. Históricas E. Pre-Históricas M. Kendall Terrace (MKT)				Piroclastitas masivas
	Fm. Baily Head (BH)	Grupo Port Foster		Escorias y tobas lapillíticas
	Fm. Outer Coast Tuff (OCT)			Hialoclastitas
	Fm. Fumarole Bay (FB)			

Impactos
 Laminación
 “Ondulitas”
 Fragmentos Pumíceos
 Laminación entrecruzada
 Canales en U

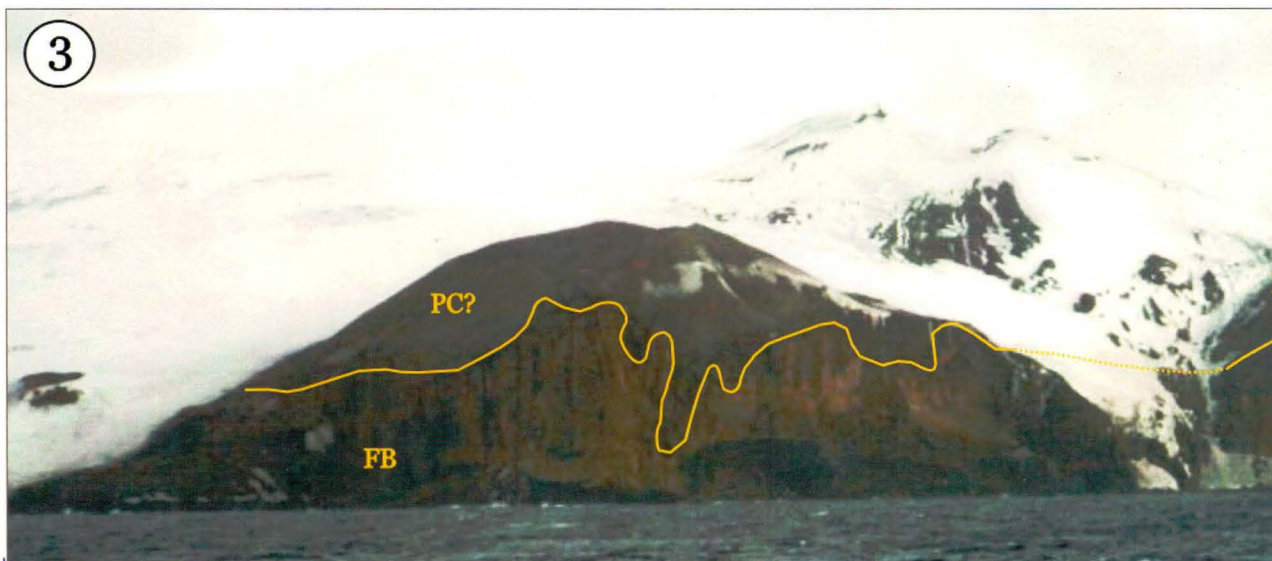
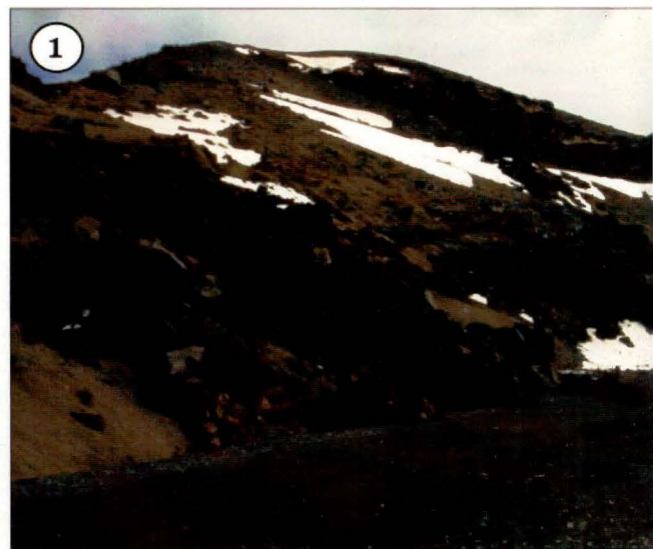
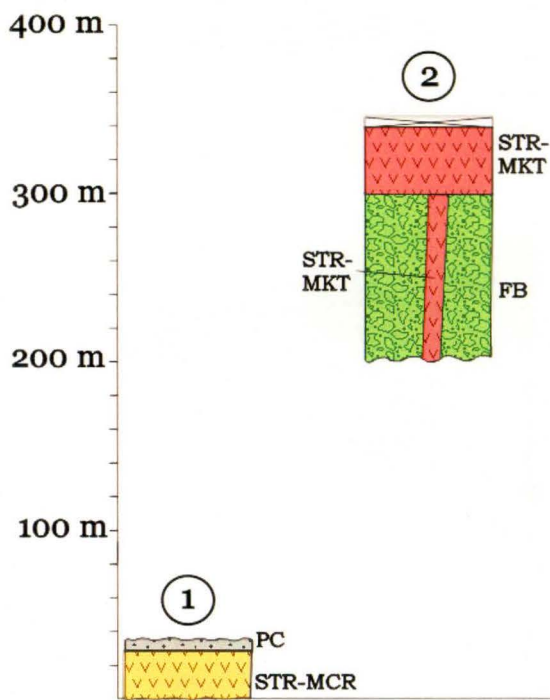
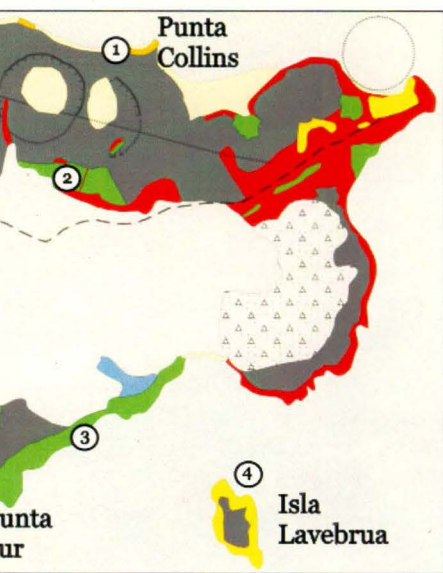


Fig. 3-2 (A)

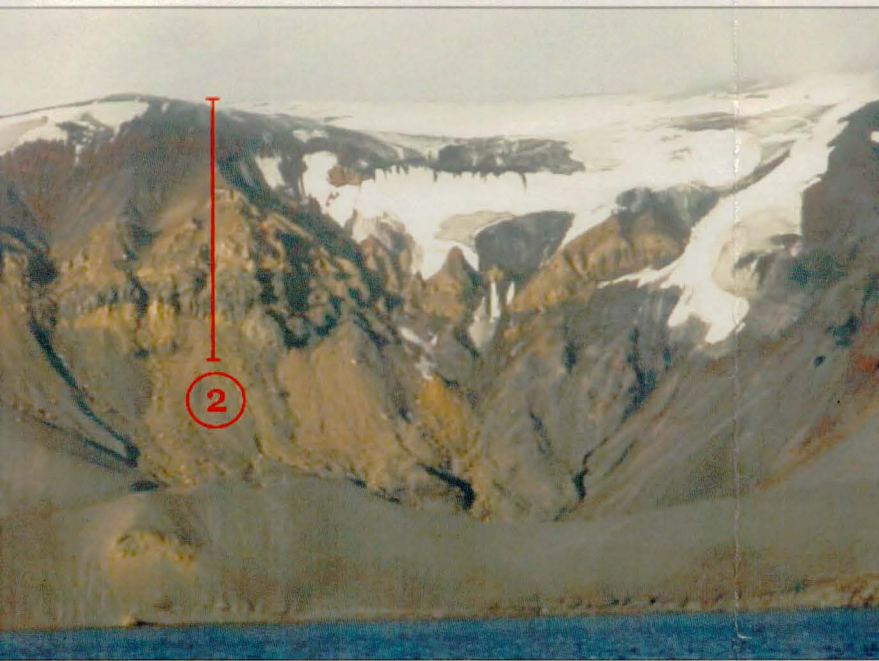
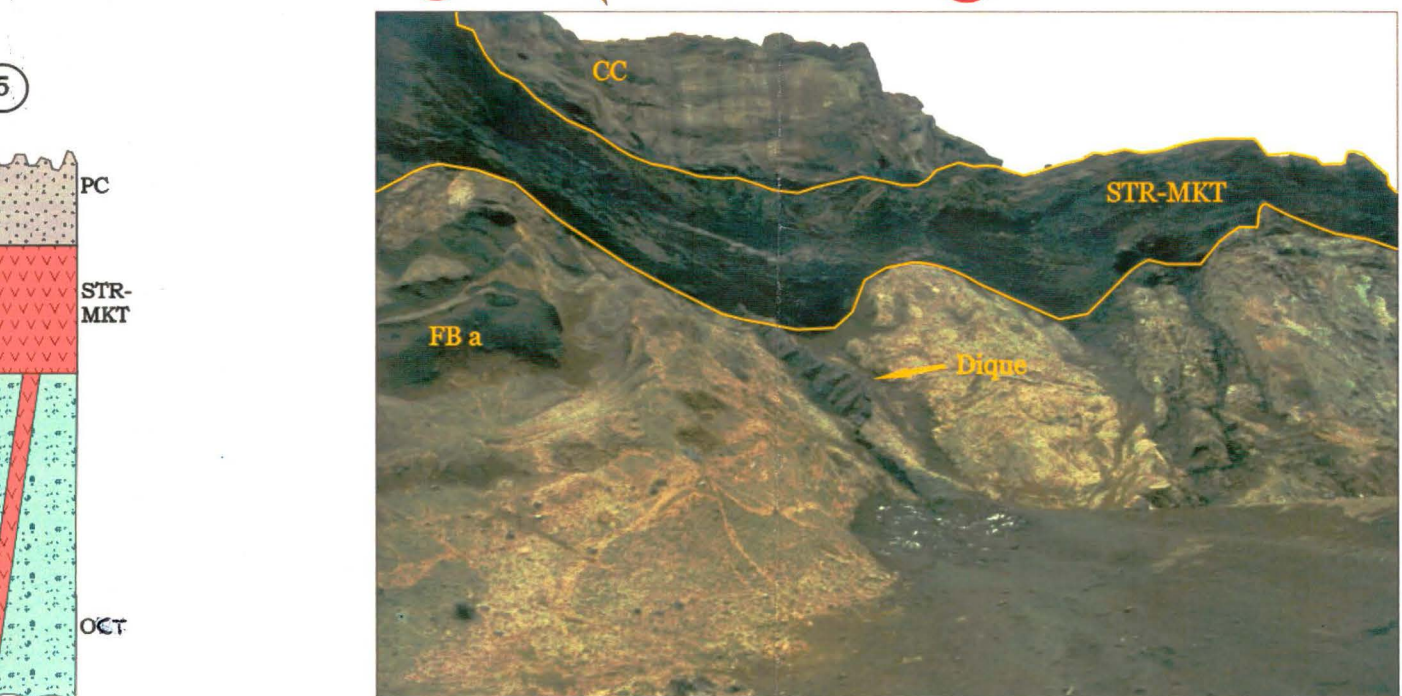
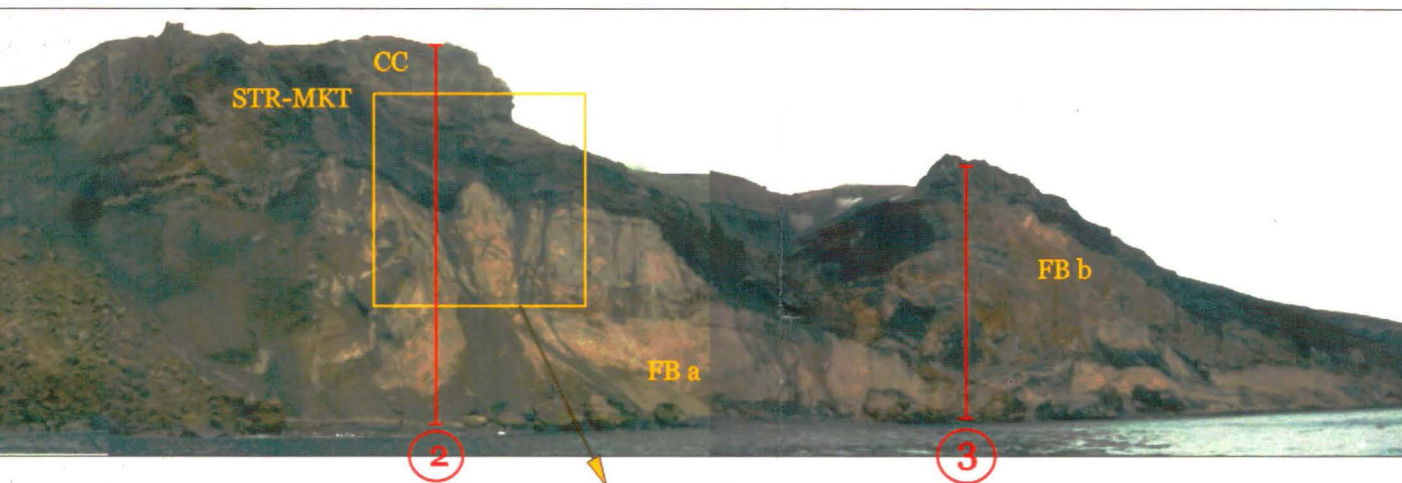
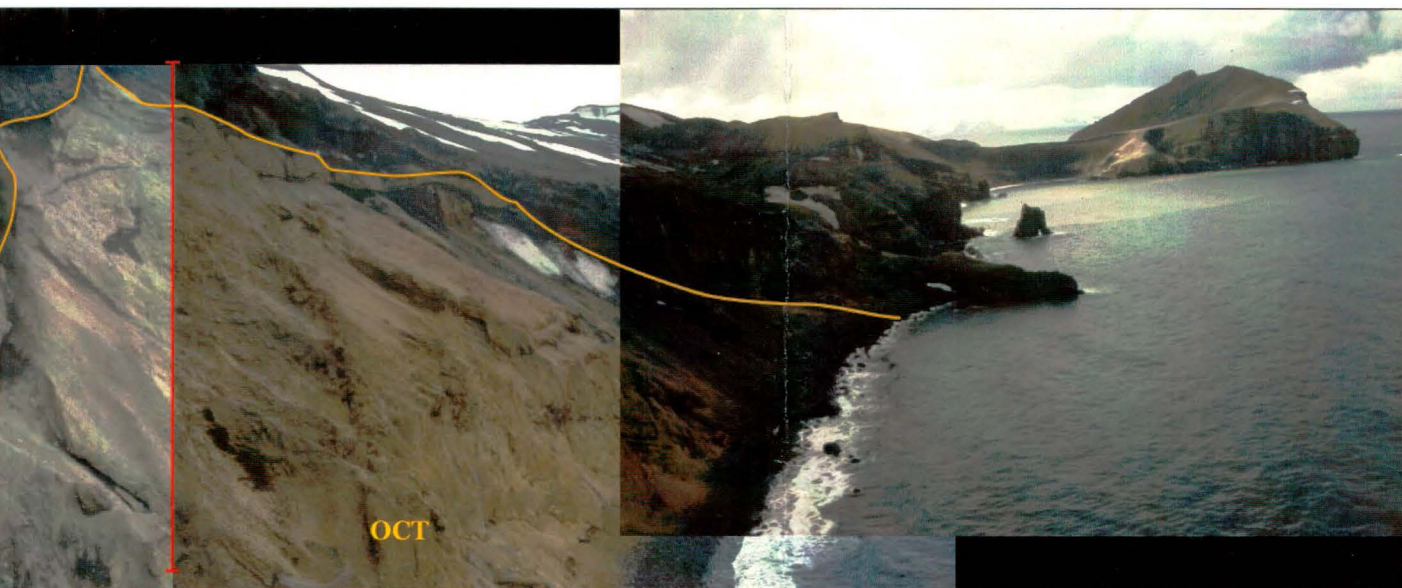
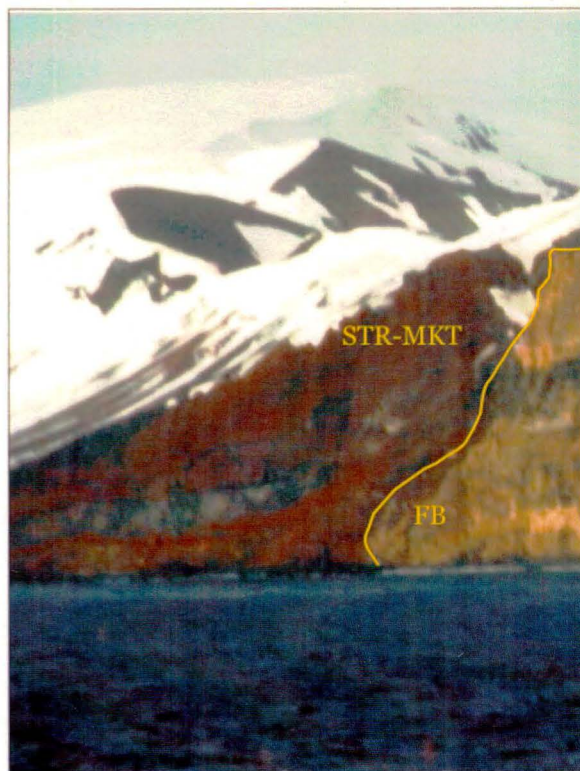
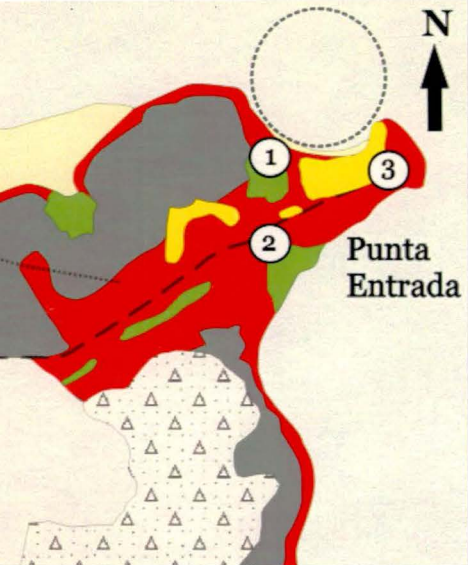


Fig. 3-2 (B)





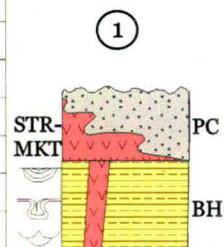
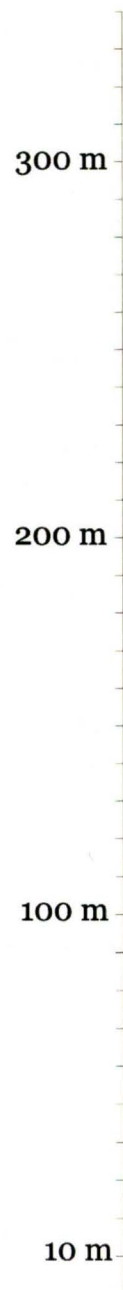
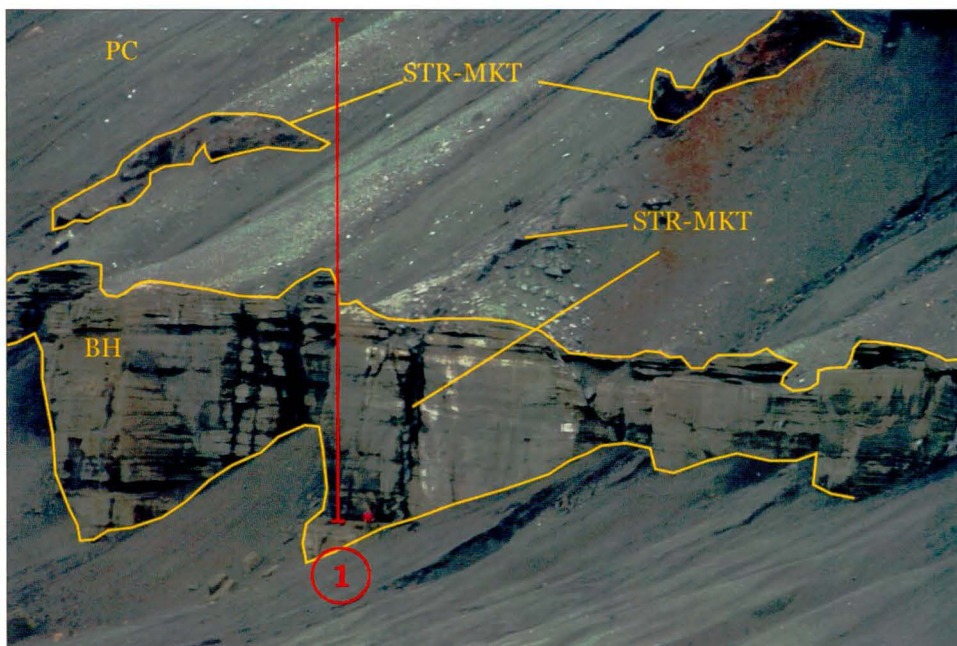
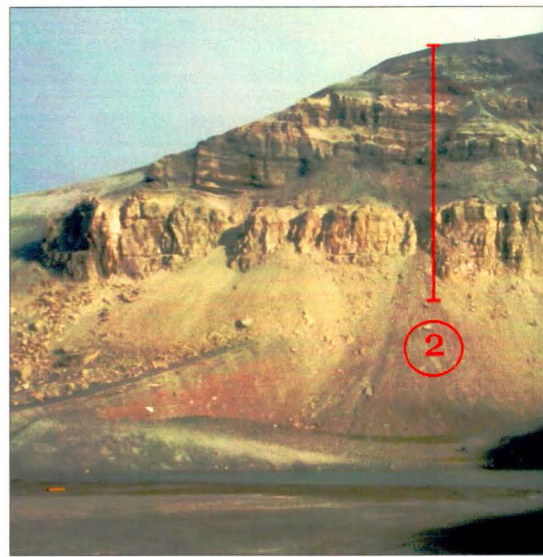
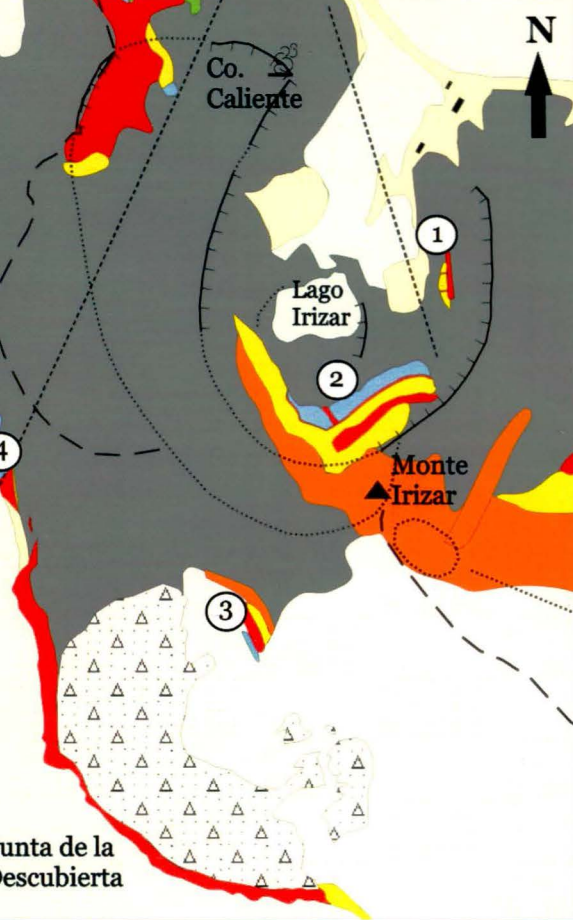
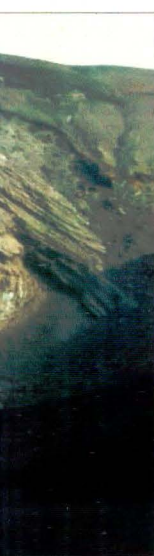
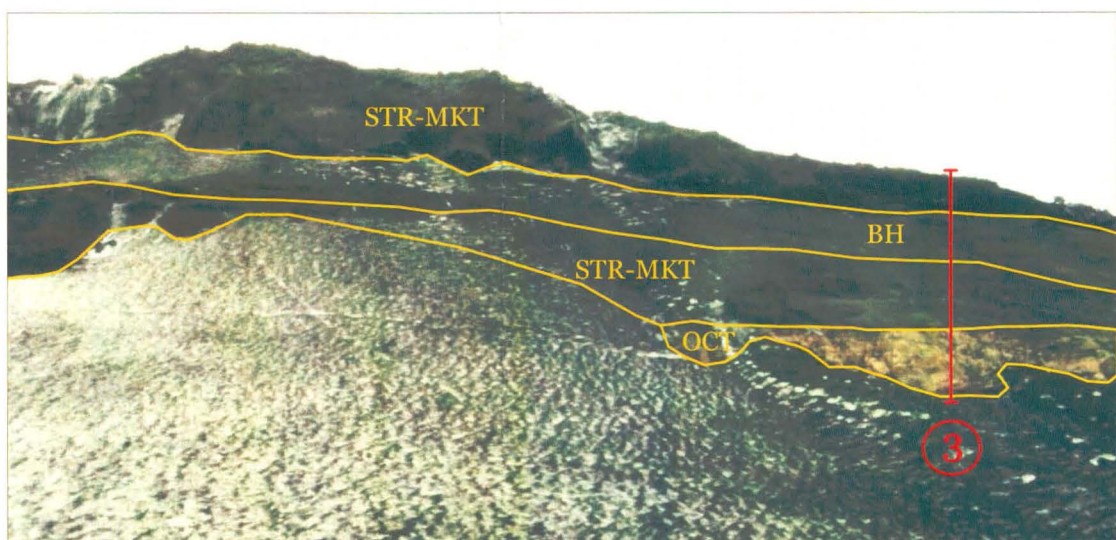
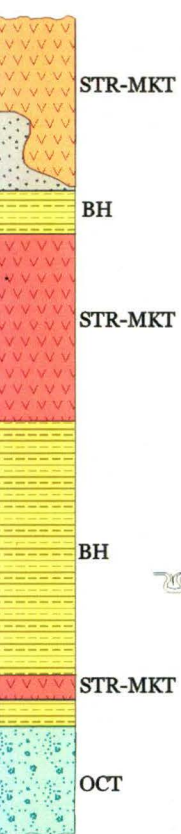


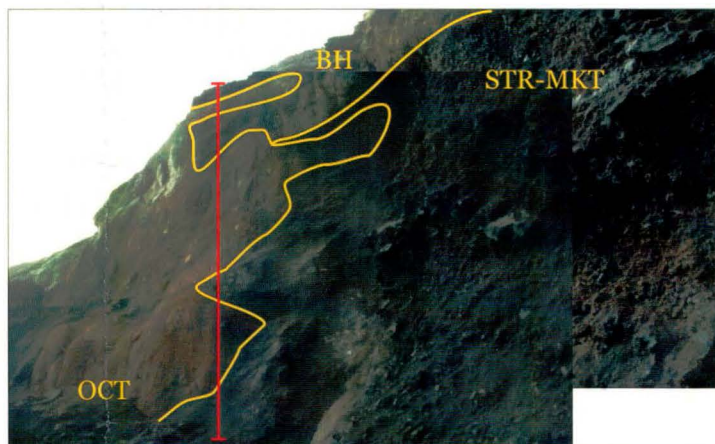
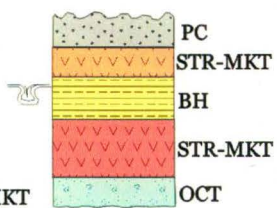
Fig. 3-2 (D)



2

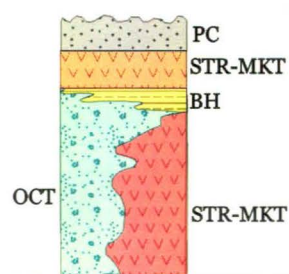


3



4

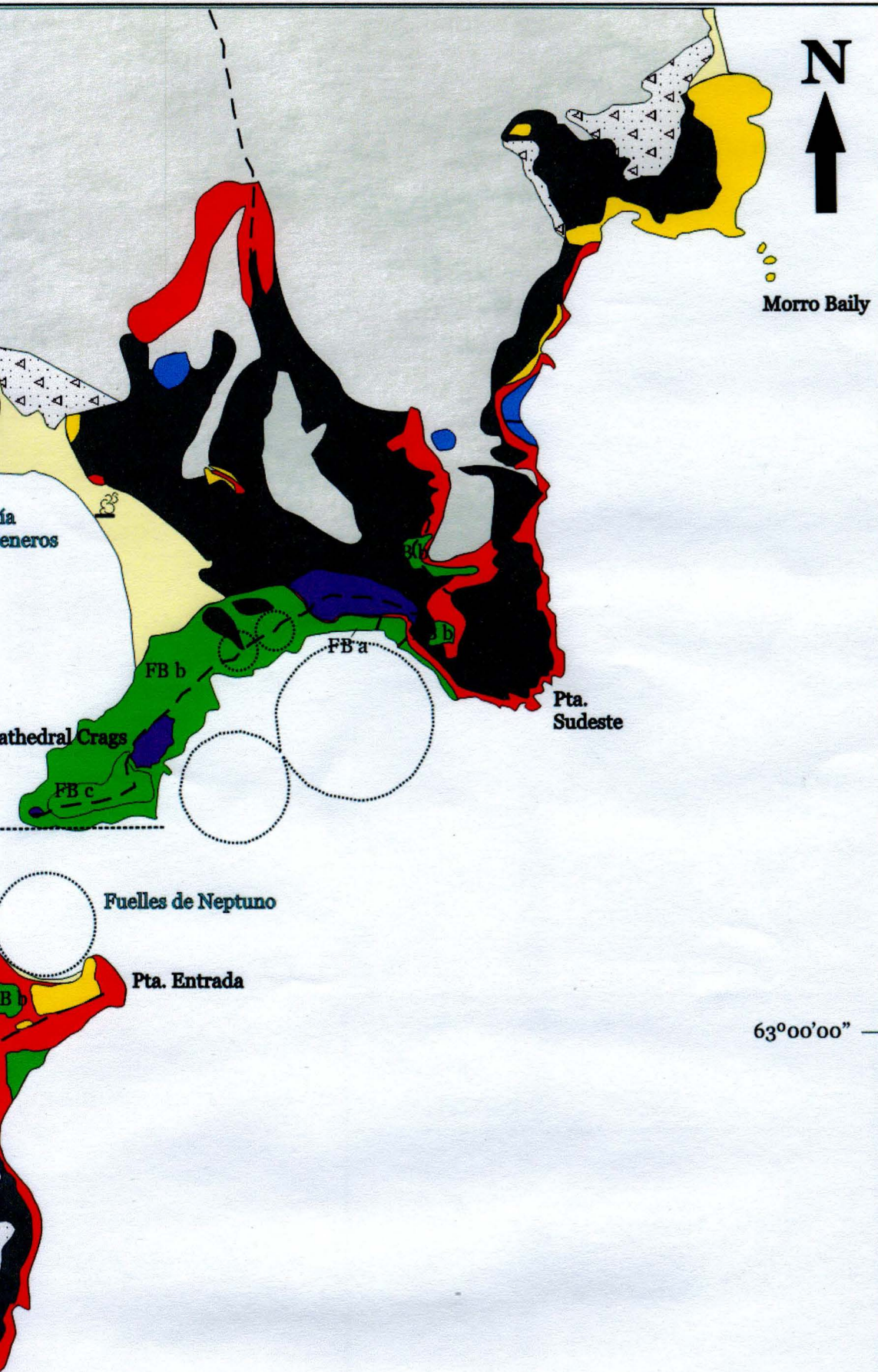
4





Bahía Puerto Foster

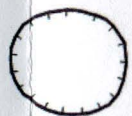




REFERENCIAS GEOLÓGICAS



Lineamientos



Cráter preservado



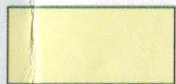
Cráter inferido



Falla inferida



Depósitos glaciares



Depósitos costeros



Fumarola

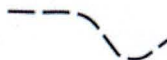
REFERENCIAS CARTOGRÁFICAS



Glaciar



Lago



Divisoria Principal de aguas



Bases Antárticas

Abreviaturas

- Pta.: Punta

- I.: Isla

- Ao.: Arroyo

- Co.: Cerro

- Mte.: Monte