

# ESTUDIO VOLCANOLÓGICO DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA ISLA DECEPCIÓN (ANTÁRTIDA): CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y ANÁLISIS EVOLUTIVO

Mariano AGUSTO<sup>1</sup>, Alberto T. CASELLI<sup>1</sup> y Stella POMA<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Ciencias Geológicas, FCE y N, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pab.2, 1428EHA, Buenos Aires.  
E-mails: magusto@gl.fcen.uba.ar, acaselli@gl.fcen.uba.ar

<sup>2</sup> CONICET - Dpto. Ciencias Geológicas, FCE y N, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pab.2, 1428EHA, Buenos Aires. E-mail: stella@gl.fcen.uba.ar

## RESUMEN:

El presente trabajo discute aspectos de la evolución volcánico-magmática de la isla Decepción en Antártida, sobre la base del reordenamiento estratigráfico y análisis geoquímico de los distintos eventos caecidos. La isla Decepción se encuentra en el eje del rift que separa las islas Shetland del Sur de la península Antártica correspondiente al estrecho de Bransfield. En ella, numerosos investigadores llevaron a cabo estudios geológicos existiendo actualmente controversias respecto al orden lito y cronoestratigráfico de los afloramientos. Se analiza en detalle el sector occidental de la isla, donde están representadas todas las unidades de la columna estratigráfica. A partir del relevamiento geológico de detalle del área y el levantamiento de perfiles estratigráficos, se correlacionaron las distintas unidades presentes, y de acuerdo a este reordenamiento estratigráfico, se analiza la evolución magmática a partir de la caracterización geoquímica de la secuencia.

Palabras clave: *Isla Decepción, Antártida, Geoquímica, Evolución Mágmatca.*

**ABSTRACT:** *Volcanological study of the western sector of the Deception Island (Antarctica): Geochemical characterization and evolutionary analysis.*

This work discusses the different aspects of the volcanic-magmatic evolution of the Deception Island in Antarctic, based on the stratigraphic reorganization and the geochemical analysis performed in several events. This island constitutes the rift axis that separates the South Shetland from the Antarctic Peninsula along the Bransfield Strait. Several investigators performed geological research on Deception Island. Some controversy exists regarding the lito- and chronostratigraphy of the rocks. Here, we analyze in detail, the western sector of the island, where the entire stratigraphic column is represented. From this detailed geological study of the area and the stratigraphic profiles collected, the different units were correlated. According to this stratigraphic reorganization based on the geochemical characteristics of the sequence, the magmatic evolution is analyzed.

Keywords: *Deception Island, Antarctica, Geochemical, Magmatic Evolution.*

## INTRODUCCIÓN

La isla Decepción (62°57'LS; 60°38'LO; Figs. 1 y 2) está situada al suroeste del archipiélago de las Shetland del Sur, Antártida. Junto a las islas Penguin, Bridgeman y otros volcanes sumergidos, constituyen el eje del rift que separa las Shetland del Sur de la península Antártica a lo largo del estrecho de Bransfield. La actividad volcánica de la isla se desarrolló en los últimos 0,2 Ma (Keller *et al.* 1991) y constituye el foco volcánico más activo del área con una historia eruptiva reciente. Se trata de un volcán compuesto, con forma de herradura, caracterizado por una depresión central formada a partir de un proceso de colapso (Puerto Foster, Fig. 2). Numerosos investigadores llevaron a cabo estudios geológicos en la Isla Decepción con el objeto de resolver la

historia evolutiva del volcán (Hoteldahl 1929, Olsacher 1956, Hawkes 1961, Smellie 1988, 2001, 2002, Martí y Baraldo 1990, Birkenmayer 1991, 1992, Baraldo y Rinaldi 2000, Smellie y López-Martínez 2000, Caselli y Agosto 2004, Agosto 2005, entre otros). Existen actualmente, controversias respecto al orden lito- y cronoestratigráfico de las rocas presentes en la isla, especialmente en los trabajos más recientes (Birkenmajer 1991, 1992, Baraldo y Rinaldi 2000, Smellie y López-Martínez 2000).

Con la intención de aportar nuevos datos a la historia evolutiva del volcán, se analizó en detalle el sector occidental de la isla Decepción, donde están representadas todas las unidades de la columna estratigráfica. A tal fin, se llevó a cabo el relevamiento geológico de detalle del área y se levantaron perfiles estratigráficos con el fin de correla-

cionar las distintas unidades presentes. De acuerdo a este reordenamiento se analiza la evolución magmática, a partir de la caracterización geoquímica de la secuencia.

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La isla Decepción se encuentra en un área caracterizada por una compleja historia tectónica que involucra el extremo sur de Sudamérica, el pasaje de Drake, el estrecho de Bransfield, las islas Shetland del Sur y la península Antártica. La dinámica regional está controlada por los movimientos relativos de dos placas mayores, la Sudamericana y la Antártica. En el área en cuestión el límite entre estas placas no es directo, sino que se manifiesta a través de cuatro placas menores que interactúan entre sí (Scotia, Drake,

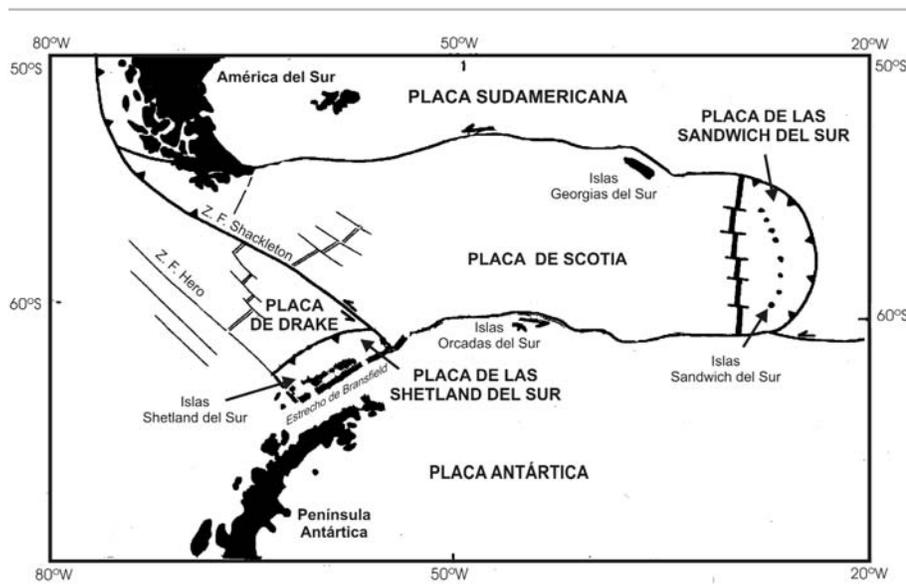


Figura 1: Mapa de ubicación de la isla Decepción dentro del marco tectónico regional (modificado de Gracia *et al.* 1995).

ma de extensión de la dorsal Drake dejó de actuar (Barker y Dalziel 1983, Garrett y Storey 1987).

Durante las etapas iniciales de la evolución del estrecho de Bransfield, el archipiélago de las Shetland del Sur formó parte de la península Antártica hasta el Plioceno. El inicio del periodo extensivo se caracterizó por un fallamiento longitudinal asociado con movimientos verticales. Esto favoreció el desarrollo de diferentes bloques, responsables de la formación del graben o valle longitudinal central (González-Ferrán 1991). Con el desarrollo de los procesos de rift en la región comenzó a generarse el volcanismo típico de ambientes extensivos. Las manifestaciones más antiguas corresponden a rocas piroclásticas y basaltos de tipo alcalino en el área de retroarco, asociado a un sistema de fallas paralelo a la zona de subducción a unos 350 km hacia el sudeste de dicha zona, con edades entre 4,7 y 2,3 Ma (González Ferrán 1985). La apertura del *rift* del Bransfield comenzó 2 Ma atrás (González-Ferrán 1991, Henriot *et al.* 1992) y generó la placa de las Shetland del Sur, limitada por las fallas de Hero y Shackleton al suroeste y al noreste respectivamente. La depresión tectónica se encuentra en forma subparalela a la fosa y está identificada geográficamente como el estrecho de Bransfield.

El eje de apertura se encuentra caracterizado por una importante actividad volcánica, representada por la formación de diez volcanes submarinos, tres de los cuales han llegado a emerger conformando las islas Decepción, Pengüin y Bridgeman (González Ferrán 1985). La isla Decepción se encuentra localizada cerca de la intersección entre el eje del rift y la falla de Hero.

## ESTRATIGRAFÍA DEL SECTOR OCCIDENTAL

Las características volcánicas de la isla Decepción fueron reconocidas desde las primeras expediciones que arribaron a la isla durante el siglo XIX. Hoteldahl (1929) fue el primero en plantear la distinción entre una serie volcánica antigua y una moderna (*Older y Younger Volcanic Series*). Posteriormente, las rocas de la isla Decepción, fueron divididas en series pre y post-caldera, y

Sandwich del Sur y Shetland del Sur; Fig. 1). La placa de Drake se origina a partir de la creación de corteza oceánica en la dorsal de Drake, y subduce hacia el sureste, en la fosa de subducción de las Shetland del Sur, situada a lo largo del margen noroeste del archipiélago. La placa de las Shetland del Sur es generada como consecuencia de la apertura del rift del Bransfield, cuyo eje se encuentra a lo largo del estrecho de Bransfield y que la separa de la península Antártica. Estas últimas microplacas se encuentran limitadas al noreste por la zona de falla de Shackleton y al suroeste por la zona de falla de Hero, que las separan de las placas de Scotia y Antártica respectivamente (Gracia *et al.* 1995).

La sismicidad en la región del estrecho de Bransfield indica la presencia de un centro expansivo de retroarco con un aumento gradual de componentes de rumbo hacia el noreste, (Pelayo y Wiens 1989). Sin embargo la presencia de un volcanismo activo en el eje de apertura de este "*rift*" permite relacionarlo con una progresiva formación de corteza oceánica. Además, en el mismo sentido en que la sismicidad revela un aumento de componentes de rumbo la importancia de los edificios volcánicos disminuye, esto sustentaría la idea de que el sector central del estrecho de Bransfield se encuentra en un estadio más evolucionado de cuenca de retroarco que hacia el noreste (Canals *et*

*al.* 1995).

Debido a la carencia de volcanismo de arco activo y subducción, el estrecho de Bransfield fue interpretado por Fretzdorff y Smellie (2002) como una cuenca marginal formada por *rifting* intra-continental.

La región presenta un basamento pre-jurásico sobre el que se apoya una secuencia volcánica, volcanoclástica y sedimentaria marina y continental, con una edad que va desde el Jurásico-Cretácico hasta el Terciario (González Ferrán 1985, Smellie 1991, Smellie *et al.* 1997). Esta secuencia comprende plutones calcoalcalinos pertenecientes al ciclo intrusivo Andino, indicando la presencia de un arco volcánico paralelo al borde noroeste de la península Antártica, generado por la subducción de corteza oceánica durante el Mesozoico Superior y el Cenozoico (Pankhurst *et al.* 1979, Pankhurst 1982, Leat *et al.* 1997). Las últimas manifestaciones volcánicas relacionadas con el fenómeno de subducción, están representadas por depósitos piroclásticos asociados a centros andesíticos y doleríticos de las islas Roberto y 25 de Mayo, ubicadas unos kilómetros al norte dentro del archipiélago. Estos depósitos son de edad eocena-oligoceña (González Ferrán 1985). La transición de la etapa compresiva a la extensiva en la región estuvo probablemente relacionada con el cese de la subducción en las islas Shetland del Sur hace 4 Ma, cuando el siste-

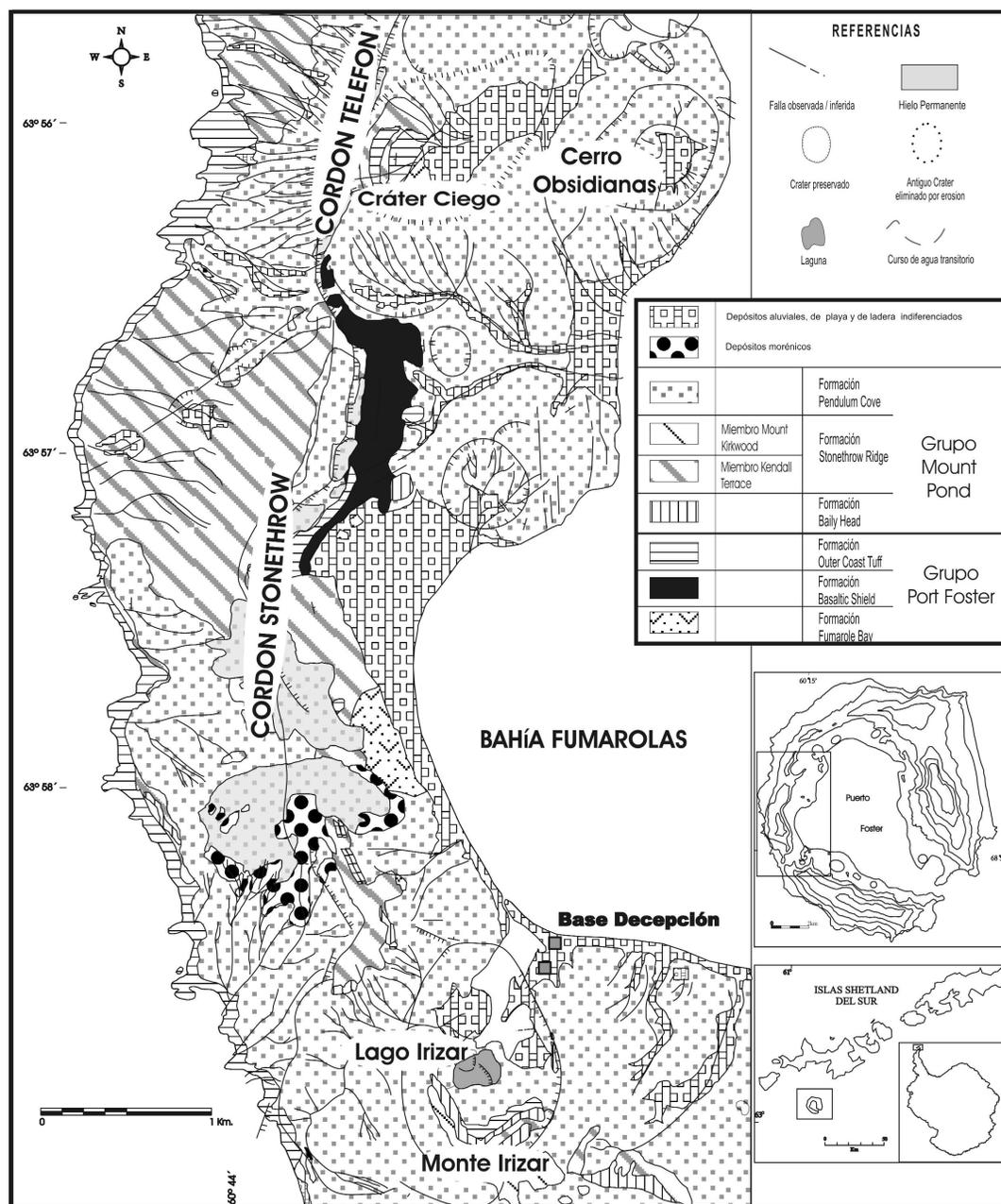


Figura 2: Mapa geológico del sector occidental de la isla Decepción (modificado de Agosto 2005)

la caldera fue explicada por la mayoría de los autores como consecuencia del colapso de un gran estratovolcán (Olsacher 1956, Hawkes 1961, González-Ferrán y Katsui 1971, Baker *et al.* 1975, Smellie 1988, Martí *et al.* 1996, entre otros).

Como ya se mencionó, numerosos investigadores llevaron a cabo estudios geológicos en la isla Decepción tratando de ordenar la estratigrafía, esto generó innumerables controversias tanto desde el punto de vista nomenclatural como cronológico. El Cuadro 1 muestra una síntesis de las distintas sucesio-

nes planteadas y su ordenamiento en el tiempo.

En este trabajo se analizó en detalle el sector occidental de la isla (Fig. 2), donde están representadas todas las unidades de la columna estratigráfica. Se siguió el esquema propuesto por Smellie (2001, 2002) con algunas modificaciones, reuniendo a todas las rocas presentes en la isla en dos grandes grupos (Port Foster y Mound Pond) correspondientes a las series pre y post caldera. Estos grupos a su vez, han sido divididos en unidades menores, tal como puede

observarse en el Cuadro 1.

#### GRUPO PORT FOSTER (Hawkes 1961)

El Grupo Port Foster incluye a todas las formaciones volcánicas de la isla anteriores a la formación de la caldera (Cuadro 1). La litología está representada principalmente por hialoclastitas y escorias de la Formación Fumarole Bay, derrames lávicos de la Formación Basaltic Shield) y tobas masivas y estratificadas (Formación Outer Coast Tuff). La base del grupo se encuentra sumergida,

**CUADRO 1:** Cuadro comparativo entre los distintos esquemas estratigráficos propuestos.

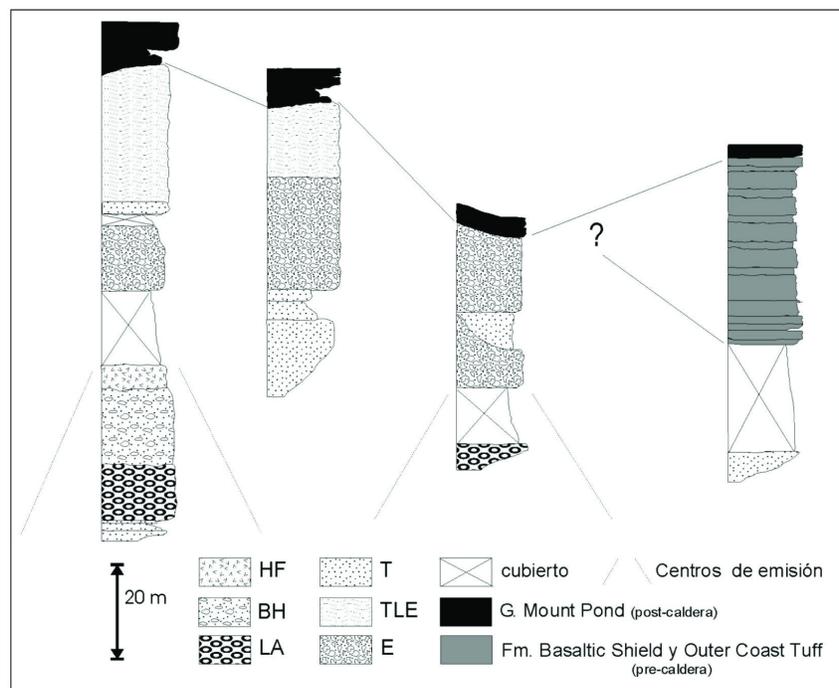
Hoteldahl (1929)	Olsacher (1956)	Hawkes (1961)	Smellie (1988, 1989)	Marti y Baraldo (1990)	Birkenmajer (1992)	Baraldo y Rinaldi (2000) Baraldo y Rapalini (2000)	Smellie (2001, 2002) Smellie y López Martínez (2000)
Younger Volcanic Series	Series Volcánica Moderna	Whalers Bay Group  Pendulum Cove Group  Neptunes Bellows Group	Post-Caldera Deposits Fissure-erupted strombolian scoria and lavas Late tuff cone and maar deposits Early tuff cone deposits	Post-Caldera Deposits  No diferenciados	Hawkes Group Telefon Fm. Kirkwood Fm. Casco Fm. Chacao Fm. Collins Fm. Ronald Fm. Murature Fm.	Post-Caldera Deposits Erupciones Históricas  Erupciones Pre-históricas	Mount Pond Group Pendulum Cove Fm. Baily Head Fm. Stonethrow Ridge Fm. <span style="font-size: small;">{ Mount Kirkwood M. Kendall Terrace M.</span>
SUBSIDENCIA DE CALDERA	SUBSIDENCIA DE CALDERA	SUBSIDENCIA DE CALDERA	SUBSIDENCIA DE CALDERA	SUBSIDENCIA DE CALDERA	SUBSIDENCIA DE CALDERA por fallas anulares	Pre-Syn-Caldera Deposits Black Dikes Fm. Yellow Scoria Fm.	SUBSIDENCIA DE CALDERA
Older Volcanic Series	Series Volcánica Antigua	Port Foster Group Outer Coast Tuff Telefon Bay Volcanics Fumarola Bay Volcanics Cathedral Crags Vent Agglomerate	Pre-Caldera Deposits Outer Coast Tuff Lavás Piroclastic rocks	Pre-Caldera Deposits Yellow tuff Fm. <span style="font-size: small;">{ Upper member Lower member</span> Basaltic Shield Fm.	Foster Group Window Fm. Stonethrow Fm. Cathedral Fm. Entrance Fm.	Pre-Caldera Deposits Yellow Tuff Fm. <span style="font-size: small;">{ Upper member Lower member</span> Basaltic Shield Fm.	Port Foster Group Outer Coast Tuff Fm. Basaltic Shield Fm. Fumarole Bay Fm. <span style="font-size: small;">{ Stratified Lapilli Tuff M. Scoria M. Lava lobe M.</span>

pero se presume que estaría cubriendo *pillow lavas* y brechas hialoclásticas. Las composiciones son fundamentalmente basálticas y en menor medida basandesíticas (véase geoquímica).

**FORMACIÓN FUMAROLE BAY**  
(Smellie y López Martínez 2000)

Está compuesta por una sucesión de rocas volcánicas, volcanoclásticas y epiclásticas. La sección tipo de esta formación (200 m de espesor) está ubicada en la ladera oriental del cordón Stonethrow (fig. 2) y su base no se encuentra expuesta, se reconocieron también pequeños afloramientos en la región norte y sur de Bahía Fumarolas. Si bien Smellie y López Martínez (2000) dividieron a esta unidad en tres miembros, los autores del presente trabajo consideran más apropiado una división en facies que se interdigitan y no en unidades litoestratigráficas. De esta manera, se diferenció la serie de facies (Cuadro 2, Fig. 3) que se describe a continuación:

La facies de lavas almohadilladas se caracteriza por la presencia de lavas con estructura almohadillada (*pillow lavas*) y almohadillas aglutinadas por material hialoclástico (Fig. 4.a). Esta facies presenta un espesor irregular que alcanza un máximo de 20 m, la base



**Figura 3:** Perfiles columnares de la Formación Fumarole Bay en el cordón Stonethrow. Ver código de facies en texto y Cuadro 2 (según Augusto 2005).

se encuentra cubierta por derrubio y la parte superior pasa transicional e irregularmente a la facies dominada por brechas hialoclásticas. Se reconocieron dos afloramientos aislados de esta facies, separados aproximadamente 200 m uno del otro (Agusto 2005). Las rocas tienen composición basan-

desítica (véase más adelante Fig. 7), textura porfirica en el afloramiento sur y afánicas con abundante vesiculación en el afloramiento norte. Microscópicamente presentan textura porfirica/microporfirica con pasta intergranular. Los fenocristales son escasos (15%) y están compuestos princi-

**CUADRO 2:** Facies reconocidas en la Formación Fumarole Bay y su correlación con los miembros propuestos por Smellie (2002a) según Agosto y Caselli (2005).

Miembros de Smellie (2002)	Facies	Descripción
Stratified Lapilli Tuff	Tobas lapillíticas estratificadas (TLE) <i>Tobas y lapillis estratificados</i>	Tufitas (T)
Scoria	Escorias (E) <i>Depósitos escoriaceos soldados con distintos grados de palagonitización</i>	<i>Depósitos epiclásticos por erosión de las facies piroclásticas y volcánicas</i>
Lava Lobe	Hialoclastitas finas (HF) <i>Hialoclastitas de grano fino</i> Brechas hialoclásticas (BH) <i>Brecha hialoclasticas con almohadillas aisladas</i> Lavas almohadilladas (LA) <i>Lavas almohadilladas</i>	

palmente por plagioclasa y en menor medida por olivina y clinopiroxeno (Agosto y Caselli 2005). El material hialoclástico aglutinante, al microscopio presenta una textura en rompecabezas (*jigsaw-fit*, Mc Phie *et al.* 1993) compuesta por fragmentos mayores monolitológicos de igual composición que las *pillow*, fragmentos vítreos (sideromelano) blocosos con bordes curvoplanares y cristoclastos, principalmente de plagioclasa y piroxeno.

La facies de brechas hialoclásticas incluye fragmentos de *pillow lavas* aislados, algunos aún con bordes redondeados, aglutinados por material hialoclástico (Fig. 4b) de menor granulometría y de coloración amarillenta (por alteración palagonítica), y que hacia la parte superior adquiere una mayor participación. Presenta un espesor variable que no supera los 20 m, y los contactos inferior y superior con las otras facies son irregulares y transicionales. Al microscopio, la matriz de estas brechas se presenta compuesta principalmente por fragmentos vítreos blocosos y cristoclastos de plagioclasa cementados por ceolitas y carbonatos (Agosto 2005, Agosto y Caselli 2005).

La facies de hialoclastitas finas está constituida fundamentalmente por el mismo tipo de material hialoclástico que conforma la matriz de esta facies, con muy escasos fragmentos juveniles mayores que no superan los 5 cm y con formas irregulares y angulosas. Se caracteriza por presentar en afloramiento un color amarillo más claro que las facies anteriormente descritas. El máximo espesor observado para esta facies no supera los 6 m y el contacto con la facies inferior es irregular y transicional. Microscópica-

mente también están constituidos por fragmentos vítreos blocosos y cristoclastos de plagioclasa y se diferencia de la matriz de la facies anterior por un considerable aumento en la vesicularidad de los vitroclastos, que en la mayoría de los casos compone microamigdalas rellena por ceolitas y carbonatos. (Agosto 2005).

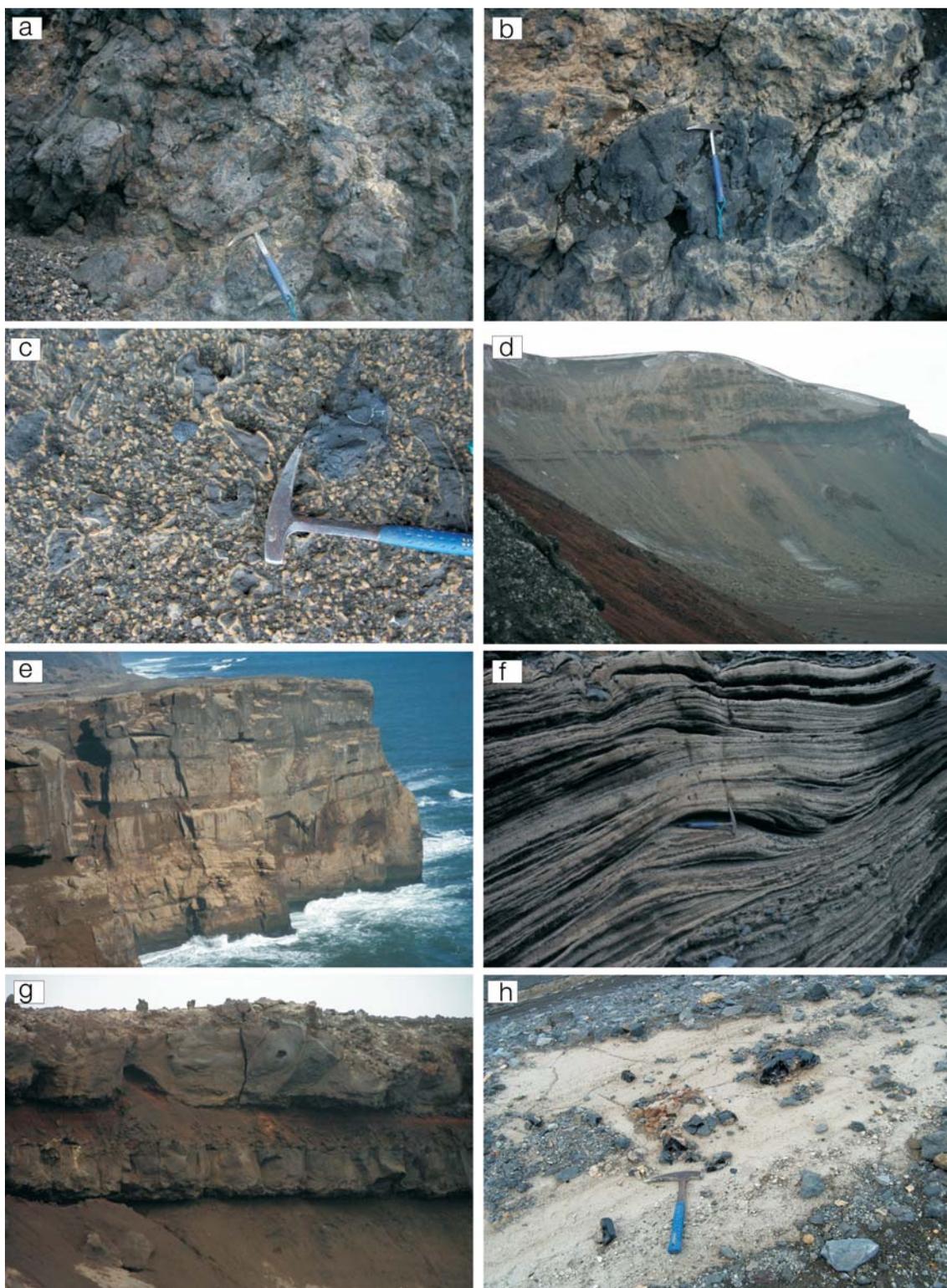
La facies de escorias está conformada por una amalgama clastosostenida de escorias de color amarillento por alteración palagonítica, de composición basandesítica (véase más adelante Fig. 7), soldada, masiva o con grosera estratificación. Presenta un espesor aproximado de 40 metros y se apoya sobre las facies hialoclásticas y volcánicas, aunque en la mayoría de los afloramientos el contacto se encuentra cubierto por derrubio. Los fragmentos escoriaceos tienen formas irregulares y aspecto vítreo con una abundante y fina vesiculación. La granulometría promedio varía entre 0,5 y 2 cm, aunque se reconocen en forma aislada fragmentos mayores, de 20 a 30 cm de longitud. Estos fragmentos mayores presentan aspecto fluidal, dado posiblemente por la deformación del material en estado semiplástico al momento del impacto. Las rocas de esta facies aparecen en distintos sectores con grados variables de alteración palagonítica. En las zonas de menor palagonitización se puede observar que los fragmentos juveniles mayores no han sido alterados en su totalidad y conservan el interior de color gris oscuro, con generación de halos de palagonitización en los bordes (Fig. 4c).

La facies de tobas lapillíticas estratificadas está compuesta por piroclastitas amarillentas bien estratificadas, constituidas por una

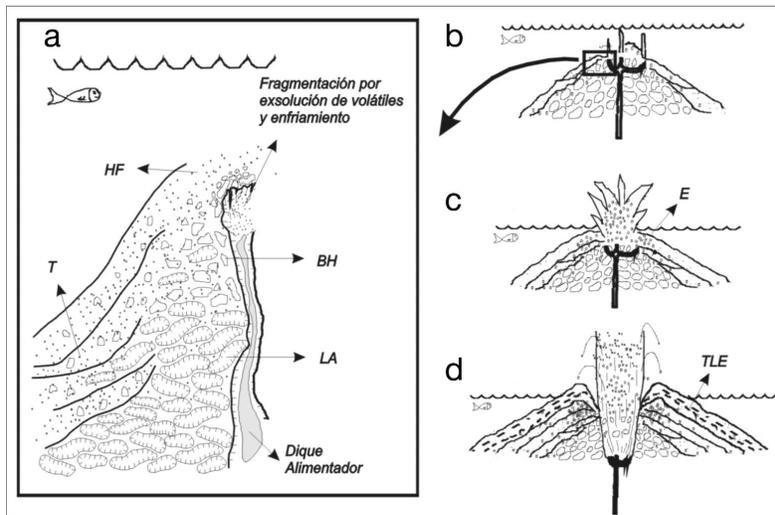
alternancia de bancos lapillíticos masivos y bancos tobaceos laminados, de espesores centimétricos. Aflora en la región más alta del cordón Stonethrow, apoyado en forma irregular sobre la facies de escorias, con espesores que no superan los 40 metros. La actitud de los bancos es subhorizontal o ligeramente inclinada hacia la zona externa de la isla. Al microscopio, las rocas muestran una textura clasto sostén, bien seleccionada, compuesta por fragmentos vítreos (90 %) y cristoclastos (10 %). La fracción vítreo está representada por fragmentos escoriaceos muy vesiculados y fragmentos vítreos blocosos parcial a totalmente palagonitizados (Agosto 2005). Los cristoclastos están compuestos principalmente por plagioclasa y en menor medida por olivinas y piroxenos.

La facies de tufitas está constituida por depósitos epiclásticos estratificados generados a partir del retrabajo de los depósitos anteriormente descriptos. Se la observa intercalada entre las facies mencionadas, con colores amarillentos y espesores variables de hasta 20 metros (Fig. 3). Se reconocieron bancos de distintas granulometrías y texturas, predominando la alternancia de estratos laminados finos (limolita-arenisca gruesa) y grueso (sabulita-brecha fina) con gradación directa e inversa, que alternan con bancos brechosos gruesos masivos. También se hallaron sucesiones (de hasta 4 m de espesor) de granulometría fina, con laminación horizontal y ondulítica intercalada, que presentan estructuras post-depositacionales de deformación (Agosto y Caselli 2005).

La facies de lavas almohadilladas es la unidad aflorante más antigua de la zona de estudio y de toda la isla, que por las características de sus depósitos representa el período de somerización y emergencia de la misma (Fig. 5a). Estos depósitos son el producto de efusiones fundamentalmente de tipo *fire fountain* subacueas que culminan con una surtseyana (Agosto y Caselli 2005), similares a las descritas por Moore (1985) y Kokelaar (1983, 1986), y para las que se reconocieron en el área al menos dos bocas de salida. La etapa temprana de crecimiento submarino de estos volcanes es de tipo no explosiva y probablemente ocurrió primero como efusiones de lavas almohadilladas (facies lavas almohadilladas). A medida que el

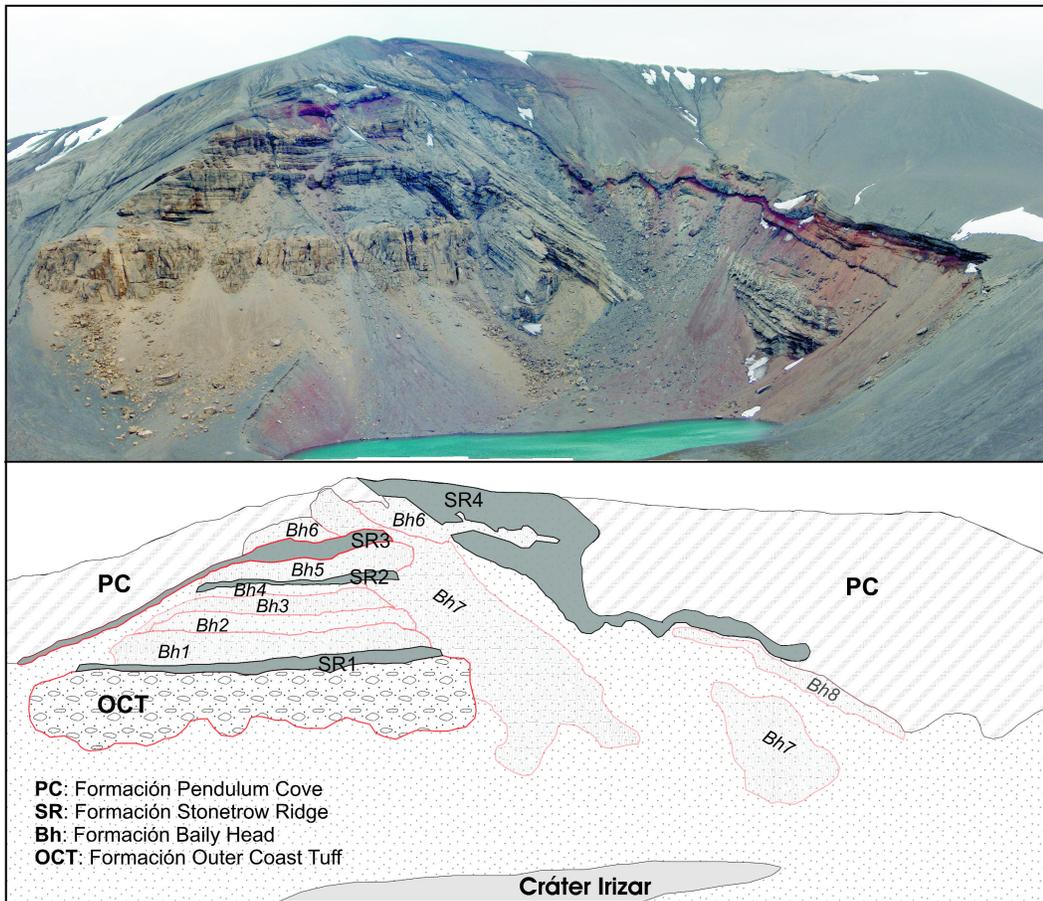


**Figura 4:** Vistas de afloramientos. a) Facies de lavas almohadilladas de la Formación Fumarole Bay; b) Facies de hialoclastitas de la Formación Fumarole Bay; c) Facies de escorias de la Formación Fumarole Bay; d) Coladas de la Formación Basaltic Shield cubiertas por las tobas de la Formación Outer Coast Tuff; e) Depósitos de flujos piroclásticos de la Formación Outer Coast Tuff, donde los niveles de mayor espesor corresponden a la facies lapilli matriz sostenidas (Lmm) y los más finos a las brechas matriz sosten (Bmm); f) Depósitos de oleadas piroclásticas de la Formación Baily Head, facies planares y sand wave (dunas y anidunas); g) Apilamiento de coladas y escorias de la Formación Stonethrow Ridge; h) depósitos de caída piroclástica con fragmentos pumíceos y de obsidias de la Formación Pendulum Cove.



**Figura 5:** Diagrama evolutivo y descriptivo de la Formación Fumarole Bay. a y b) detalle de los depósitos originados durante la etapa de efusión y fragmentación no explosiva. c) etapa de inicio de la actividad explosiva y depósitos asociados. d) etapa de mayor liberación de energía de la actividad explosiva y depósitos asociados. Véase código de facies en texto y Cuadro 2 (según Agosto y Caselli 2005).

damentalmente a enfriamiento y son de muy baja energía (facies de brechas hialoclásticas y de hialoclastitas finas). Cuando en la pila volcánica decrece la presión hidrostática por somerización, se permite la exsolución de volátiles y consecuentemente una mayor fragmentación que inicialmente sería no explosiva (Fisher y Schmincke, 1984) (facies hialoclastitas finas y de escorias). Solo en los últimos metros de profundidad aumentaría la explosividad de las efusiones (facies tobas lapillíticas estratificadas). Este aumento en la energía del sistema se debe al cambio en los valores de la relación agua/magma en las bocas de emisión (Wohletz y McQueen, 1984), que son las que producen cambios en el estilo eruptivo. La facies de tufitas representa el depósito resedimentado, generado por colapsos gravitacionales de los depósitos inestables, durante los períodos sin o post-eruptivos.

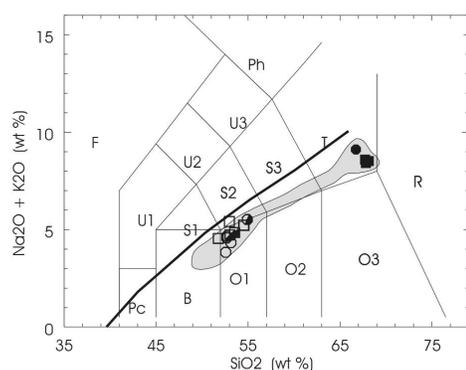


**Figura 6:** Panel del monte Irizar donde se observan la intercalación de los eventos post-caldera de las Formaciones Baily Head y Stonetrow Ridge, apoyados sobre los flujos piroclásticos de la Formación Outer Coast Tuff.

aparato volcánico asciende, a raíz de las sucesivas erupciones, los depósitos van presentando variaciones texturales que indican

un aumento en la energía del sistema. En los depósitos más profundos los fenómenos de fragmentación están asociados fun-

Formación Basaltic Shield (Martí y Baraldo 1990) Se encuentra constituida por una sucesión



**Figura 7:** Diagrama TAS (Le Maitre 1989), en el cual se ha dibujado la línea Irvine y Baragar (1971) que separa los campos alcalino/subalcalino. Se observa que las muestras se concentran principalmente en los campos de las andesitas basálticas y el de las riodacitas de las rocas subalcalinas. El área sombreada corresponde a la suite completa de rocas analizadas por Smellie (2002a).

con microlitos de plagioclasa. Los cristalo-clastos (15%), son en su mayoría fragmentos de plagioclasa, y en menor medida olivinas y piroxenos. La matriz que aglutina la fracción clástica está compuesta principalmente por trizas vítreas muy palagonitizadas, y minerales de arcilla y zeolitas productos de la alteración del vidrio. Únicamente en los afloramientos de Cráter Ciego se observaron fragmentos líticos (accesorios) de vidrios anhidros y fragmentos pumíceos blancos ambos de composición dacítica (ver más adelante fig. 7). La facies brechas matriz sostenidas está representada por bancos tabulares subhorizontales, de hasta 1,5 m de espesor, intercalados en la facies anterior, separando los sets de hasta 20 m de espesor. La roca es masiva, matriz sostén, con mala selección, composicionalmente polimíctica, con bloques de piroclastitas palagonitizadas y fragmentos de coladas de hasta un metro de diámetro. El tamaño de los bloques disminuye progresivamente hacia los acantilados externos, encontrándose los de mayores dimensiones en la pared interna de la caldera.

Es de destacar que en los afloramientos que se encuentran sobre la pared interna del cordón Stonethrow, se reconocieron bloques de piroclastitas compuestas por escorias de aspecto soldada y palagonitizada similares a las descritas en la facies de escorias de la Formación Fumarole Bay (Agosto 2005). La presencia de estos bloques permite confirmar el orden estratigráfico propuesto en el presente trabajo, descartando el sugerido por Martí y Baraldo (1990) y Baraldo y Rinaldi (2000) (véase Cuadro 1). Estos autores sostienen que las rocas escoriáceas palagonitizadas (que denominaron Formación Yellow Scoria) serían más modernas que las de la Formación Outer Coast Tuff (para los autores citados Formación Yelow Tuff).

El predominio de estratos pobremente seleccionados y masivos (facies lapilli matriz sostenidas), o con gradación normal, indicarían depósitos generados por flujos en masa. Los estratos compuestos por piroclastos tamaño bloque y lapilli grueso, soportados en una matriz de lapilli fino y ceniza sugiere la probable formación a partir de flujos piroclásticos de alta densidad. Estos se habrían emplazado entre 300° y

(al menos tres eventos efusivos) de coladas basandesíticas de color gris oscuro (véase más adelante Fig. 7) con intercalaciones de escorias rojas amalgamadas. Aparece expuesta en el sector norte del cordón Stonethrow a lo largo de toda la pared interna (Fig. 2), con un espesor que alcanza los 20 m en la zona central del afloramiento. La base de la formación se encuentra cubierta y el contacto superior con la Formación Outer Coast Tuff es neto y subhorizontal (Fig. 4d).

Las coladas presentan geometría cuneiforme y alcanzan un espesor de hasta 6 m en las cercanías de los conductos. Estos están representados por dos diques subverticales pobremente expuestos, de características similares a las de los derrames pero con importante vesiculación. En sección delgada, las lavas presentan una textura microporfírica con pasta intergranular, con escasos fenocristales de plagioclasa y en menores proporciones olivinas y piroxenos. Los bancos de escorias rojizas se presentan muy soldados, como una amalgama monolitológica, clasto sostén, que suelen formar coladas clastogénicas (Cas y Wright 1987).

Esta unidad correspondería a efusiones de lavas subaéreas, características de erupciones de tipo estrombolianas y/o hawaianas (Mazzoni 1986, Cas y Wright 1987), que indican una escasa o nula mezcla con agua. Esto sugiere que los diques alimentadores habrían alcanzado la superficie, ya emergida, sin entrar en contacto con agua (Agosto 2005). El acuñamiento que se observa hacia el sector sur estaría indicando que los derrames eran fluidos y habrían generado posiblemente como pequeño volcán en escudo. Formación Outer Coast Tuff (Hawkes 1961).

Está compuesta por una sucesión de bancos tobaceos masivos, mal seleccionados, de color amarillo por efecto de alteración palagonítica (Fig. 4e). Está expuesta en casi todo el acantilado de la costa externa y también en el sector norte de la pared interna del cordón Stonethrow, Cráter Ciego y en forma diseminada en los alrededores del lago Irizar (Fig. 2). Esta unidad presenta un espesor entre 30 y 50 m y se apoya en forma neta y subhorizontal sobre las coladas de la Formación Basaltic Shield (Fig. 4d).

En función de las características texturales, en esta formación se identificaron dos facies (Fig. 4e): la de lapilli matriz sostenidas que representa el 90% de los afloramientos, y la de brechas matriz sostenidas que se intercala en la anterior. La facies lapilli matriz sostenidas se presenta generalmente en bancos masivos o con gradación normal de líticos, de 1,5 a 2 m de espesor, subhorizontales, organizados en sets de entre 5 y 20 m de espesor. Estos bancos, con textura matriz sostén, mal seleccionados, presentan un 20 % de bloques polimícticos, inmersos en matriz lapillítica. En conjunto los bancos presentan una gradación granulométrica normal, donde se reconoce un sector inferior masivo y con clastos de mayor tamaño, y un sector superior de menor granulometría en el que se desarrolla una pobre y difusa laminación. Al microscopio, la roca representativa tiene textura matriz sostén con un 60 % de fracción clástica tamaño lapilli. Dentro de la fracción clástica los vitroclastos (70%), son fragmentos vítreos escoriáceos blocosos con moderada vesiculación, con bordes hidratados (palagonitizados) que suelen presentar microfenocristales de plagioclasa, olivina y piroxeno. Los litoclastos (15%) son basaltos vítreos vesiculados

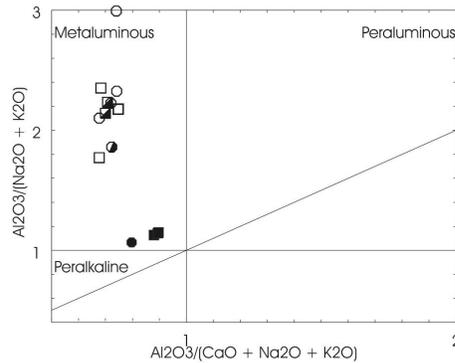
500°C a partir de un centro emisor, posiblemente localizado en algún lugar dentro de Puerto Foster, según lo indican estudios paleomagnéticos (Baraldo 1999). Esta unidad es la de mayor distribución y por ser la más reciente unidad precaldera sugiere una vinculación genética con el colapso de la caldera (Hawkes 1961, Smellie 1988, 1989). Cálculos empíricos de balance de masa realizados por Smellie (2001) indican que el volumen de magma erupcionado podría haber sido cercano a 30 km<sup>3</sup>, suficiente como para extender al menos 6 km en todas direcciones la actual línea de costa de la isla. La facies brechas matriz sostenidas representaría los depósitos de brechas que se desarrollan en las inmediaciones del colapso de la columna eruptiva (Wright *et al.* 1980). Si bien esta facies ha sido reconocida también en los acantilados de la costa externa, la idea de una ubicación proximal al colapso de la columna es coherente con los cálculos de balance de masa de Smellie (2001). La erupción habría sido predominantemente freatomagmática, en un ambiente con abundante acceso de agua a la boca de emisión. La pervasiva alteración palagónica, indicaría la importante participación de agua en la erupción, sugerida como agua de mar por Martí y Baraldo (1990) en base a la mineralogía presente en dicha alteración del vidrio.

#### GRUPO MOUNT POND (Smellie 2001)

En el Grupo Mount Pond están reunidas todas las unidades postcaldera de la isla Decepción, reconociéndose en el área de estudio las tres formaciones que lo integran: Baily Head, Pendulum Cove y Stonethrow Ridge.

La litología correspondiente a las dos primeras formaciones está conformada por depósitos piroclásticos, originados a partir de erupciones explosivas. La Formación Baily Head, generalmente más antigua, está compuesta por depósitos de oleadas piroclásticas consolidados, que no conservan la estructura volcánica original. Mientras que la Formación Pendulum Cove, relativamente más reciente, se compone de depósitos inconsolidados y friables que aún conservan las formas primarias de los edificios volcánicos (conos, anillos).

La Formación Stonethrow Ridge está com-



**Figura 8:** Diagrama que utiliza los parámetros definidos por Shand (Maniar & Piccoli, 1989), las volcanitas de la isla Decepción corresponden a un conjunto de rocas metaluminosas.

puesta por derrames lávicos y escorias, correspondientes a eventos efusivos sin interacción con agua. Las erupciones de esta última formación se han sucedido, en distintas etapas, a lo largo de todo el período de postcaldera desde distintos centros eruptivos, motivo por el cual aparecen intercaladas entre los depósitos de las dos formaciones anteriores.

Las rocas de las formaciones Baily Head y Stonethrow Ridge son de composición basandesítica, pobres en sílice, mientras que entre las pertenecientes a la Formación Pendulum Cove se presentan fases dacíticas, ricas en sílice (véase más adelante Fig. 7).

#### FORMACIÓN STONETHROW RIDGE (Smellie 2001)

Está compuesta fundamentalmente por coladas de lava y depósitos de escorias rojas y negras. Esta formación aparece expuesta a lo largo de todo el cordón Stonethrow, en distintos sectores de la costa externa, en la zona de Cráter Ciego (Cordón Telefon) y en el monte Irizar (Fig. 2). Si bien Smellie y López Martínez (2000) proponen como sección tipo a los afloramientos del cordón Stonethrow, los autores del presente trabajo opinan que en el monte Irizar está la mejor representación de esta unidad.

Las coladas son de color gris oscuro, afániticas, masivas y con espesores que varían entre 1,5 y 3 metros. Por lo general muestran una fina vesiculación, que en ocasiones pareciera seguir rasgos de fluidalidad, como coladas tipo pahoehoe. En algunos casos, en extremos distales, las coladas presentan una superficie rugosa y espinosa (Fig. 4.g) denominada clinker, característica de flujos tipo aa de mayor viscosidad (Mac Donald

1967, 1972, Walker 1991).

Los bancos de escorias se presentan como una amalgama consolidada, clasto sostén, monolitológicas, en bancos de 0,5 - 4 m de espesor, que suelen asociarse vertical u horizontalmente a derrames lávicos. Se observan en el área numerosos diques alimentadores de estos eventos, que intruyen a toda la sucesión pre y post-caldera. También se reconocieron filones capa dentro de la Formación Outer Coast Tuff (Agusto 2005), anteriormente asignados por Smellie y López Martínez (2000) a coladas de la Formación Basaltic Shield.

Smellie (2001) dividió a estas efusiones en dos miembros (Kendall Terrace y Mount Kirkwood) que no son litológicamente distinguibles, y que han sido separados por un período glacial que generó morenas ricas en escoria. Los autores del presente trabajo no comparten dicha subdivisión, debido a su difícil diferenciación en el terreno y su poca practicidad desde el punto de vista genético, y proponen utilizar sólo el rango de formación para todos estos eventos efusivos. En el área del monte Irizar se pueden encontrar cuatro eventos efusivos pertenecientes a estas dos subunidades, según la división de Smellie (2002a), intercalados entre los depósitos de las restantes unidades postcaldera (Fig. 6).

A partir del análisis de secciones delgadas, de las muestras tomadas en esta zona, se identificaron variaciones texturales a medida que se asciende en la columna (Agusto 2005). Los eventos inferiores de la Formación Stonethrow Ridge (SR1) están representados por depósitos escoriáceos negros (de composición andesítica basáltica, véase Fig. 7), que al microscopio presentan textura vitrofírica y alta vesicularidad (20-

30%). Los escasos fenocristales (15 %) están representados casi en su totalidad por plagioclasa y en menor medida por piroxenos y olivinas. La pasta vítrea (85%) está inalterada y los distintos fragmentos escoriáceos están limitados por minerales opacos, producto de una incipiente devitrificación.

Los eventos posteriores de la Stonethrow Ridge (SR2 y SR3) corresponden a derrames lávicos de basandesitas y traquiandesitas afaníticas (véase Fig. 7). En sección delgada presentan textura africa con pastas intergranulares y pilotácicas afieltradas, compuesta principalmente por microlitas esqueléticas de plagioclasa, escasos minerales opacos y piroxenos, y en forma aislada pequeños cristales de olivinas. Presentan una baja vesicularidad (menor a 5 %), con formas subsféricas que en algunos sectores se encuentra alineada con los microlitos de plagioclasa.

Los derrames lávicos SR4 (basandesitas, Fig. 7) presentan al microscopio textura microporfírica con pasta intergranular y sin vesiculación. Los microfenocristales (menos del 1 % del volumen de roca) y están representados casi en su totalidad por plagioclasa. En forma aislada se puede encontrar piroxenos euhedrales formando parte de algún glomérulo con las plagioclasas. La pasta presenta textura intergranular, compuesta principalmente por plagioclasa, y piroxenos y opacos en proporciones menores.

Todas las efusiones de lava son de carácter subaéreo y a partir de erupciones de tipo estromboliano. Se puede observar en el análisis de secciones delgadas, de los distintos eventos efusivos registrados en el afloramiento de monte Irizar, que desde las primeras manifestaciones (SR1) hacia las últimas (SR4), la presencia de olivina disminuye paulatinamente hasta desaparecer.

#### FORMACIÓN BAILY HEAD (Smellie 2001)

Está compuesta por rocas piroclásticas (tobas lapillíticas y lapillitas) fuertemente estratificadas y laminadas de colores grises amarillentos (Fig. 4g). Se presenta en bancos centimétricos a métricos, masivos (facies masivas) o laminados, (facies planares y

*sandwave*), con importantes marcas de impacto y canales en "V". La laminación está dada por la alternancia de capas centimétricas granodecrecientes de lapilli clasto sostenido a tobas lapillíticas. Aflora aisladamente en el área de estudio (Fig. 2) apoyándose sobre distintas unidades pre y post-caldera. Por lo general no superan los 15 m de espesor, siendo en el área de estudio el afloramiento más potente el del monte Irizar (60 m). En él se reconocieron ocho eventos (Fig. 6), entre los cuales se encuentran intercalados al menos cuatro eventos correspondientes a la Formación Stonethrow Ridge y uno de la Formación Pendulum Cove.

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 (oleadas piroclásticas). Son el producto de oleadas basales (*base surge*), que se generan directamente por erupciones explosivas freáticas y freatomagmáticas (Cas y Wright 1987, McPhie *et al.* 1993). Dentro de estas, corresponderían al tipo particular de oleadas frías y húmedas.

#### FORMACIÓN PENDULUM COVE (Hawkes 1961, Smellie 2001)

Está compuesta por depósitos de tefras negras estratificadas, que forman conos y anillos piroclásticos, correspondientes a las erupciones más recientes del período post-caldera (Fig. 6). Esta unidad es la más ampliamente distribuida en el área de estudio (Fig. 2), con espesores que pueden superar los 150 m (en geoformas volcánicas) o como una fina capa de lapilli y tobas que cubre la superficie topográfica. Se presenta como tefras estratificadas, pobremente consolidadas a inconsolidadas, cuyos bancos muestran espesores centimétricos a decimétricos. La estratificación es predominantemente planar, con arreglo gradacional desde lapilli clasto sostenido en la base hasta lapilli matriz sostenida (tamaño ceniza) que puede culminar con ceniza fina. Es muy frecuente encontrar en estos depósitos bombas y bloques de diversos tamaños y composición. Smellie (2001) reconoció en el área del cerro Obsidianas (Cross Hill) y Murature un banco delgado (1 m y que de-

crece hacia el suroeste) de cenizas-lapilli dacíticas blancas, y que diferenció litoestratigráficamente (Miembro White Ash). Estos depósitos están vinculados al último período eruptivo del cono o cerro Obsidianas (Fig. 4h), donde se hallaron derrames lávicos dacíticos (muestra CH8) y depósitos de caída de cenizas, fragmentos pumiceos (muestra CH3) y obsidianas (muestra CH6), todos de composición similar a la de las coladas (Fig. 7).

La génesis de los depósitos de esta formación presenta similitud con los de la Formación Baily Head, indicando también un origen a partir de oleadas piroclásticas basales. La diferencia más importante reside en la escasa o nula consolidación de los depósitos, escasa o nula alteración palagonítica y en el mayor grado de preservación de las formas volcánicas originales de esta unidad. Estos se habrían formado por la intensa actividad piroclástica hidrovulcánica (oleadas piroclásticas húmedas y frías, Smellie 2001), que dio origen a múltiples conos y anillos de cenizas y maeres que se encuentran dentro de la caldera. Los centros eruptivos se habrían localizado a lo largo de las fallas por las que se habría desarrollado el colapso de la caldera. La diferencia en las características de los depósitos y en las geoformas (conos de cenizas y maeres) probablemente reflejen las distintas condiciones hidrológicas asociadas a la erupción: aguas someras para los conos de cenizas, y subterráneas para los maeres (Wohletz y Sheridan 1983).

Mazzuoli *et al.* (1987) y Baraldo y Risso (1994) interpretaron que la escasez de clastos accesorios sugerirían que las explosiones habrían ocurrido a niveles someros en el conducto, y que el magma probablemente interactuó con aguas superficiales más que con aguas subterráneas. En las tefras de maar, sin embargo, se observa una mayor participación de clastos accesorios que sugiere una mayor profundidad de interacción explosiva, con aguas subterráneas en este caso. Los eventos que se iniciaron bajo el agua, a poca profundidad, generaron conos de ceniza (*tuff cone*), en erupciones de tipo surtseyanas, para terminar como cono de escorias (*cinder cone*) cuando alcanzan independencia del agua, adquiriendo características de erupciones estrombolianas. En los

sectores donde la erupción comenzó en tierra firme, pero con el aporte de agua superficial o subterránea, la interacción agua/magma alcanzó valores que generaron un máximo de eficiencia explosiva que originaron aparatos tipo anillo de tobas (*tuff ring*) o maar.

Los depósitos dacíticos (especialmente ceniza y pómez) del cerro Obsidianas indicaría un magmatismo predominantemente explosivo. Si bien fue interpretado por Smellie (2002 a y b) como depósitos de oleadas piroclásticas, los autores del presente trabajo no coinciden con dicha génesis, debido a la ausencia de rasgos estructurales que lo demuestren. La geometría del depósito en forma de manto, registrado en la pared del cráter Ciego, indicaría que se trata del producto de depósitos de caída.

### GEOQUÍMICA

Con el objeto de tipificar la eruptividad, así como determinar las características principales de ésta, sin dejar de considerar su relación con la posición estratigráfica de las muestras obtenidas se analizaron, un total de 15 muestras correspondientes a las unidades volcánicas y volcánoclasticas representativas de este volcanismo. Las mismas se analizaron por elementos mayoritarios y trazas en los laboratorios de Activation Laboratories Ltd. de Canadá.

Los resultados de los análisis químicos están expresados de acuerdo al informe del laboratorio (Cuadro 3), con posterioridad los mismos fueron recalculados a 100% libres de agua tal como se recomienda para la confección de los diferentes diagramas utilizados.

Si se consideran los elementos mayores las rocas contienen entre 46 y un 68,14% de SiO<sub>2</sub>. Para clasificar químicamente las rocas se ha utilizado el diagrama sílice versus álcalis (TAS, Fig. 7), al que se le ha incorporado la línea diseñada por Irvine y Baragar (1971) para separar los campos alcalino/subalcalino. En este caso se prefiere utilizar el diagrama con la línea incorporada, ya que la misma esta trazada de manera coincidente con la divisoria termal planteada por Yoder y Tilley (1962) para diferenciar entre fundidos alcalinos de subalcalinos. Se puede observar que todas las muestras se ubican

dentro del campo subalcalino. Con relación al Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> poseen entre 14 a 18%, es decir son típicamente metaluminosas con relaciones molares de (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O+CaO) ≤ 1 (Fig. 8). En el diagrama AFM (Fig. 9) las muestras se disponen con una clara tendencia toleítica, mostrando en los términos menos diferenciados la curva de enriquecimiento en FeO (t) previo al enriquecimiento en álcalis.

Es sabido que en la composición de un magma primario intervienen principalmente tres factores: 1) composición del material en la fuente, 2) el porcentaje de fusión y 3) la profundidad de generación del fundido. Gran parte de esta información, así como el

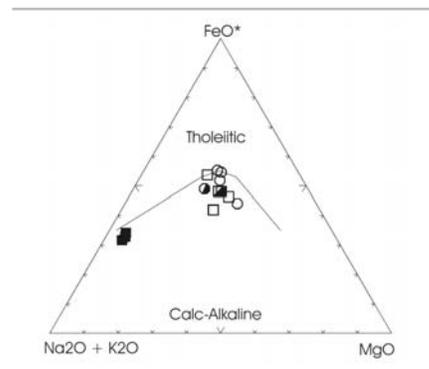


Figura 9: Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971), las rocas de composiciones intermedias muestran diferentes relaciones con enriquecimiento en FeO con relación a MgO característico de los fundidos toleíticos.

CUADRO 3: Análisis químicos mayoritarios de volcanitas presentes en el área de estudio.

Unidad	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI
FPC-ch	66,66	0,73	14,47	5,02	0,14	0,78	1,99	6,55	1,90	0,18	1,51
FPC-ch	67,85	0,74	14,79	4,73	0,15	0,72	1,97	6,69	1,80	0,16	0,01
FPC-ch	68,14	0,74	14,79	5,29	0,15	0,73	1,98	6,63	1,83	0,19	0,02
FSR-ktm	51,73	1,66	16,88	9,54	0,15	5,43	9,65	4,00	0,55	0,35	-0,21
FSR-mkm	52,63	1,69	16,51	9,74	0,16	4,76	8,76	4,12	0,57	0,26	0,48
FSR-mkm	53,65	1,73	16,46	9,74	0,16	4,61	8,71	4,31	0,55	0,27	-0,45
FSR-ktm	53,25	2,55	15,19	11,98	0,19	3,89	7,63	4,77	0,67	0,40	-0,56
FSR-ktm	54,54	1,23	17,76	7,82	0,13	4,52	8,59	4,46	0,77	0,20	0,01
FOCT	64,00	0,69	14,08	4,90	0,17	0,75	2,45	6,66	2,08	0,14	4,09
FBS	55,08	1,87	16,11	9,95	0,17	3,82	7,48	4,76	0,77	0,29	-0,47
FFB	51,40	2,21	15,26	11,23	0,17	4,24	7,71	3,60	0,59	0,32	3,23
FFB	46,07	2,02	13,98	9,63	0,16	4,00	7,22	3,41	0,66	0,31	12,03
FFB	51,55	2,40	14,81	11,78	0,18	4,13	8,15	3,91	0,57	0,35	2,14
FFB	52,12	1,36	17,99	8,06	0,13	5,42	10,06	3,37	0,43	0,22	0,90

Véase en el texto las abreviaturas de las unidades.

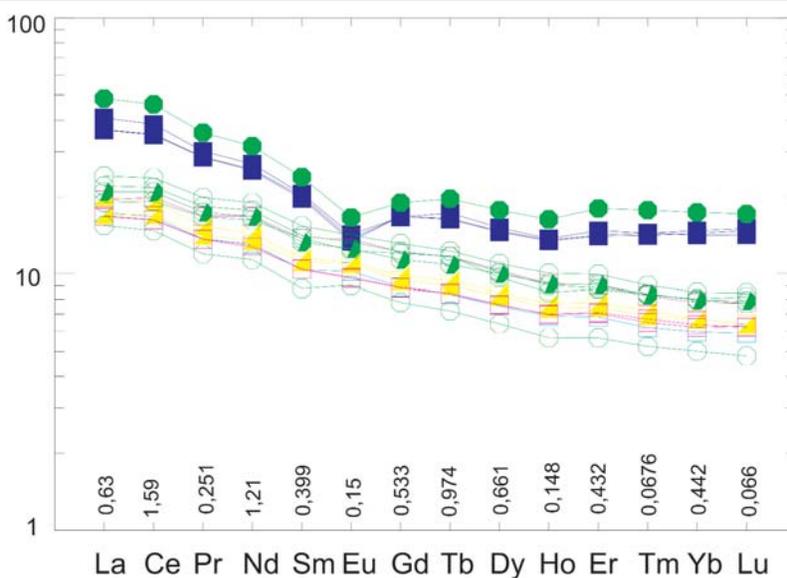


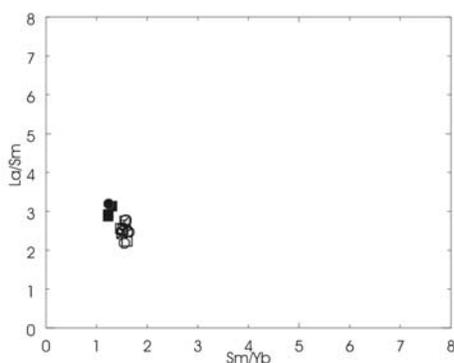
Figura 10: Diagrama de elementos de tierras raras normalizado a manto primordial, los valores de normalización se encuentran indicados en la figura.

ambiente tectónico pueden obtenerse mediante el estudio de los elementos traza, en particular de los elementos de tierras raras.

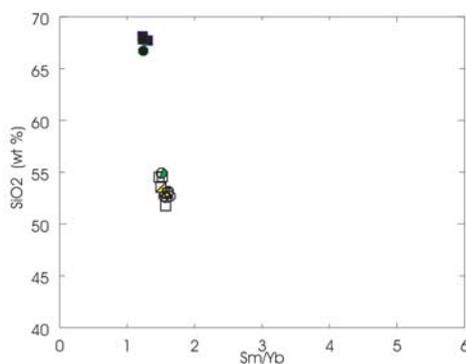
El diagrama de elementos de tierras raras normalizado a manto primordial (Fig. 10) muestra un diseño con escasa pendiente asimilable a la traza característica de los MORB enriquecidos, con una discreta anomalía negativa en Eu. Estos elementos indican una fuente de generación de fundidos ubicada a profundidad somera con plagioclasa como fase aluminosa asociada.

En el diagrama La/Sm vs. Sm/Yb (Fig. 11) puede observarse el comportamiento de las tierras raras livianas versus las intermedias para toda la secuencia estudiada se ve que muestran un similar comportamiento químico, ya que reflejan las mismas fases minerales residuales que se fraccionan en equilibrio con el magma. Por otro lado las variaciones de estos parámetros con respecto a la SiO<sub>2</sub> (Fig. 12) señalan que la diferenciación es consecuencia de cristalización fraccionada y no está asociada a variaciones en las condiciones de fusión en la fuente o contaminación cortical, al menos como parámetros cuantificables. Por otro lado, si la fusión parcial es un proceso extensivo y por lo tanto volumétricamente importante (más de un 10%) como parece ser este caso, los elementos de tierras raras no deberían fraccionarse unos de otros y por lo tanto sus relaciones (La/Ce, La/Sm o La/Yb) deberían reflejar las relaciones en la fuente de generación de los fundidos. En particular, las tierras raras livianas La y Ce por ser las más incompatibles son las más diagnósticas. De acuerdo a lo observado en la figura 13 las relaciones sugieren un origen por fusión parcial a partir de una fuente común para todas las rocas analizadas (Wilson 1989).

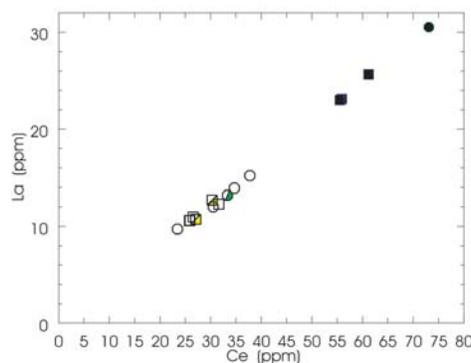
El comportamiento de los elementos de tierras raras con bajas relaciones La/Yb, Sm/Yb y la presencia de anomalías de Eu son indicativas de fraccionamiento de plagioclasa y piroxeno, fases mineralógicas indicativas de fusión en condiciones de baja presión en equilibrio con la fuente del magma. Finalmente, el diagrama de elementos traza normalizado a MORB (Figs. 14a y 14b) puede interpretarse como el diseño compatible con una fuente de MORB enriquecido.



**Figura 11:** Diagrama La/Sm versus Sm/Yb. Se observa que las rocas muestran un similar comportamiento químico. Se interpreta que reflejan fases minerales residuales similares, que se fraccionaron en equilibrio con el magma. Corresponderían a piroxeno y plagioclasa



**Figura 12:** Diagrama SiO<sub>2</sub> versus Sm/Yb, véase el texto para explicaciones.



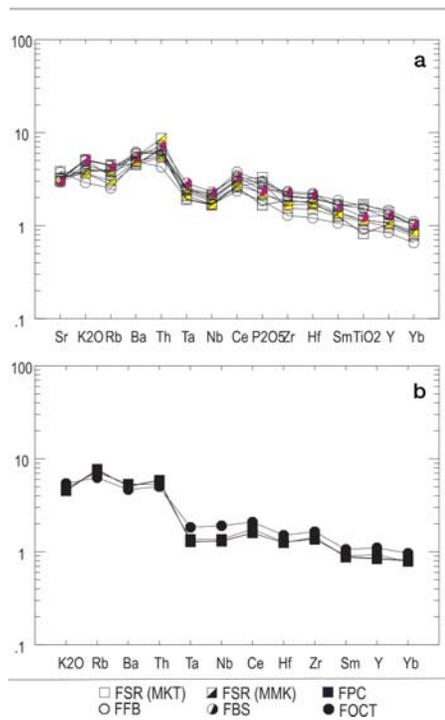
**Figura 13:** Diagrama La versus Ce, véase el texto para explicaciones.

## CONSIDERACIONES GEOQUÍMICAS Y DISCUSIÓN

Varios trabajos sobre la química de rocas de la isla Decepción han sido publicados, donde en general se realiza un detallado análisis de los datos obtenidos independientemente de la estratigrafía volcánica, así en algunos casos se carece de una correlación estratigráfica asociada al comportamiento químico de las rocas (Gourdon 1914, Barth y Holmsen 1939, Tyrrell 1945, Hawkes 1961, Gonzalez Ferrán y Katsui 1971, Baker *et al.* 1975, Weaver *et al.* 1979, Smellie 1989, Keller *et al.* 1991, Peccerillo *et al.* 1991,

Smellie *et al.* 1992, de Rosa *et al.* 1995). Estos autores han arribado a variadas conclusiones sobre la naturaleza de los magmas involucrados en el área de Decepción.

El eje de apertura del rift del Bransfield se encuentra caracterizado por una abundante actividad volcánica, representada por la formación de una decena de volcanes submarinos (González Ferrán 1985). De acuerdo a la geoquímica de las efusiones basálticas, de manera similar a lo que se infiere a partir de datos sísmicos, se puede determinar un estado menos evolucionado del proceso extensional hacia el noreste (Keller *et al.* 1991). En la región central de la cuenca del Bransfield se han obtenido muestras de ba-



**Figura 14:** a) Diagrama normalizado a MORB según Pearce (1983), b) un diagrama similar en el que se han plotado las volcanitas ácidas normalizadas a plagiogranitos oceánicos, ORG según Pearce *et al.* (1984).

saltos de tipo N-MORB, interpretadas como características de un estado maduro de rift con generación de corteza oceánica. Sin embargo no hay una distribución composicional homogénea de rocas básicas, ya que hacia el noreste las rocas obtenidas de erupciones recientes (100.000 años) corresponden a basaltos toleíticos-calcoalcalinos del tipo de back-arc (Fisk 1990), los que evidencian un estado menos evolucionado. Gracia *et al.* (1995) mencionan que tanto las interpretaciones geoquímicas como las sísmicas, son consistentes con la idea de que la cuenca del Bransfield se encuentra bajo un régimen de apertura progresiva, con el desarrollo de un volcanismo que indica una incipiente generación de corteza oceánica en el sector suroeste-centro y una etapa previa de rifting de back-arc en el extremo noreste. Por otro lado, Fretzdorff y Smellie (2002), sostienen que debido a la ausencia de volcanismo de arco y subducción activos, el Bransfield debe ser interpretado como una cuenca marginal formada por rifting intra-continental.

De acuerdo a lo observado se interpreta que las rocas consideradas en esta contribu-

ción corresponden a una serie de tipo MORB enriquecido, si bien es necesario destacar que algunos elementos HFS como el Nb se encuentran ligeramente empobrecidos. De acuerdo a las relaciones entre elementos traza, la fusión ocurrió en condiciones de baja presión con una fuente en equilibrio con piroxeno y plagioclasa. En este esquema las rocas dacíticas representan, o son equivalentes efusivos comparables a plagiogranitos y corresponden a los productos diferenciados del magma basáltico. Como puede observarse en la figura 14b, las rocas muestran una excelente correlación con la correspondiente a la de los plagiogranitos de los MORB normales, excepto por los elementos más incompatibles que se encuentran enriquecidos, característica esta señalada anteriormente.

En síntesis, el conjunto de características reconocidas permite interpretar a estas rocas asimilables a un MORB enriquecido como producto de la fusión de una fuente de manto somera, en equilibrio con piroxeno y plagioclasa, características éstas de fusión en condiciones de extensión. Esta interpretación es consistente con lo planteado por Keller *et al.* (1991) y Gracia *et al.* (1995) que postulan para el sector suroeste de la cuenca del Bransfield un estado maduro de rift con generación de corteza oceánica.

Por otro lado, con respecto al quimismo de las rocas de la isla, varios autores plantean la existencia de rocas de distinta composición como consecuencia de una mezcla de magmas (Smellie *et al.* 1992, Aparicio *et al.* 1997). 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.* (1997) 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 dacíticas, generalmente constituidas por lavas ricas en vidrio o con texturas pumíceas debido al escape de volátiles. El estudio de las características químicas realizado en este trabajo, revela 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. Como se describió anteriormente, en los flujos piroclásticos de la Formación Outer Coast Tuff de composición basandesítica, los fragmentos pumíceos y de obsidias dacíticas corresponden a litoclastos accesorios. Esto indicaría la existencia de eventos de composición ácida más antiguos que esta unidad, de características y composición similares a las volcanitas ácidas post-caldera (Formación Pendulum Cove) aflorantes en cerro Obsidias. Por lo tanto, el estudio estratigráfico de detalle junto al análisis geoquímico de las rocas considerada en este trabajo, revelan que estas volcanitas ácidas representan episodios eruptivos muy discretos, pero que se han repetido a lo largo de la historia volcánica.

## CONCLUSIONES

Como es sabido, uno de los elementos más importantes y fundamentales para comprender la evolución de un sistema volcánico es conocer su estratigrafía. En este sentido, ante las controversias existentes, tanto crono como litoestratigráficas, se analizó en detalle el sector occidental de la isla Decepción, donde están representadas todas las unidades de la columna estratigráfica. De esta manera se definió un esquema estratigráfico, que puede ser aplicado al resto de la isla, a partir del cual se analizó la evolución magmática, de acuerdo a las características geoquímicas de la secuencia.

Las unidades volcánicas representadas en este sector de la isla, corresponden a basaltos y basandesitas con una muy subordinada proporción de volcanitas dacíticas. El estudio de las características químicas de estas rocas revela: que forman parte de una serie toleítica, que son comagmáticas y que provienen de una fuente de manto de características comunes. Las rocas ácidas representan episodios eruptivos más que discretos, que se han repetido a lo largo de la historia volcánica y que son producto de diferenciación como consecuencia de cristalización fraccionada. En este sentido y debido

a la falta de evidencias se descarta aquí la existencia en el área de estudio de mezcla de magmas, como han sugerido otros autores para la isla.

Por otro lado, las características reconocidas permiten interpretar a estas rocas asimilables a un MORB enriquecido como producto de la fusión de una fuente de manto somera, en equilibrio con piroxeno y plagioclasa, características estas de fusión en condiciones de extensión. Esto es consistente con un estado de rift maduro, con generación de corteza oceánica, postulado para el sector sudoeste de la cuenca del Bransfield.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Instituto Antártico Argentino por el apoyo brindado para acceder a la zona de trabajo y llevar a cabo las investigaciones. El presente trabajo se realizó mediante el proyecto BID 1728/OC-AR PICT-O 11557 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Agusto M. y Caselli, A. 2005. Análisis facial de los depósitos volcanogénicos de la formación Fumarole bay, Isla Decepción, Antártida. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 743-750, La Plata.
- Agusto M.R. 2005. Geología del sector occidental de la Isla Decepción, Islas Shetland del Sur, Antártida. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 101 p., Buenos Aires.
- Aparicio, A., Risso, C., Viramonte, J.G., Menegatti N. e Petrinovic, I. 1997. El volcanismo de la isla Decepción (Península Antártica). Boletín Geológico Minero de España 108(3): 235-258.
- Baker, P.E., McReath, I., Harvey, M.R., Roobol, M.J. y Davis, T.G. 1975. The geology of the south Shetland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island. British Antarctic Survey Scientific Reports 78, 81 p.
- Baraldo A. 1999. Evolución geológica de la isla Decepción, islas Shetland del Sur, Antártida. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 213p., Buenos Aires.
- Baraldo A. y Rinaldi, C.A. 2000. Stratigraphy and structure of Deception Island, South Shetland Island, Antarctica. Journal of South American Earth Science 13: 785-796.
- Baraldo A. y Risso, C. 1994. Geoformas volcánicas de la isla Decepción, islas Shetland del Sur. Terceras jornadas de comunicaciones sobre investigaciones antárticas, CONICET, Instituto Antártico Argentino, Actas: 199-202.
- Barker, P.F. y Dalziel, I.W.D. 1983. Progress in geodynamics in the Scotia Arc region. En Cabre, R. (ed.) Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs, Geodynamic Series 9: 137-170, Washington.
- Barth, T.F.W. y Holmsen, P. 1939. Rocks from the Antarctic and the Southern Antilles. Being a description of rock samples collected by Olaf Holtedahl 1927-1928, and a discussion of their mode of origin. Scientific Results of the Norwegian Antarctic Expedition 18, 64 p.
- Birkenmajer, K. 1991. Report on the Polish geological investigations on West Antarctica 1990/1991. Polish Polar Research 12(3): 369-390.
- Birkenmajer, K. 1992. Volcanic Succession at Deception Island, West Antarctica: a revised lithostratigraphic standard. Studia Geologica Polonica 101: 27-82.
- Canals M., Gracia, E., Farrán, M., Prieto, M.J., Sorribas, J. y G.E.B.R.A. Team 1995. Morphostructure and evolution of the Bransfield back-arc basin (NW Antarctic Peninsula). Marine Geophysical Researches (submitted).
- Cass, R.A.F. y Wright, J.V. 1987. Volcanic successions, modern and ancient. Unwin Hyman, 528 p., London.
- Caselli, A.T. y Agosto, M.R. 2004. Depósitos hidrovolcánicos recientes con indicios de inmiscibilidad magmática en la isla Decepción (Antártida). Revista de la Asociación Geológica Argentina 59(3): 495-500.
- De Rosa, R., Mazzuoli, R. Omarini, R.H., Ventura, G. y Viramonte, J.G. 1995. A Volcanological Model for the Historical Eruptions at Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica), Terra Antarctica 2(2): 95-101.
- Fisher R.V. y Schmincke, H.U. 1984. Pyroclastic rocks. Berlin, Springer-Verlag, 472 p.
- Fisk M.R. 1990. Volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica. Journal of South American Earth Science 3: 91-101.
- Fretzdorff, S. y Smellie, J.L. 2002. Electron microprobe characterization of ash layers in sediments from the central Bransfield basin (Antarctic Peninsula): evidence for at least two volcanic sources. Antarctic Science 14(4): 412-421.
- Garret, S.W. y Storey, B.C. 1987. Lithospheric extension on the Antarctic Peninsula during Cenozoic subduction. En Coward M.P., Dewey J.F. y Hnacock P.L. (eds.) Continental Extension Tectonics, Geological Society, Special Publication 28: 419-431, London.
- González Ferrán, O. 1985. Volcanic and Tectonic Evolution of Northern Antarctic Peninsula Late Cenozoic to Recent. Tectonophysics 114: 389-409.
- González Ferrán, O. 1991. The Bransfield Strait rift and its active volcanism. En Geological evolution of Antarctica, Cambridge University Press, 505-509, Cambridge.
- González Ferrán, O. y Katsui, Y. 1971. Estudio Integral del volcanismo Cenozoico Superior de las islas Shetland del Sur, Antártica. Instituto Antártico Chileno, Serie Científica 1: 129-174.
- Gourdon, E. 1914. Sur la constitution mineralogique des Shetland du Sud (île Deception). Academia Science Paris 158: 583-586.
- Gracia E., Canals, M., Farrán, M., Prieto, M.J. y Sorribas, J. 1995. Morphostructure and Evolution of the Central and Eastern Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula). Marine Geophysical Researches 18: 429-448.
- Hawkes D.D. 1961. The geology of the South Shetlands II. The Geology and Petrology of Deception Islands. Falkland Island Dependencies Survey Scientific Report 27: 1-43.
- Henriet J.P., Meissner, R., Miller, H. y 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 Expedition 1927-1928, 1: 98-99.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal Earth Science 8: 523-548.
- Keller R.A., Fisk, M.R. White, W.M. y Birkenmajer, K. 1991. Isotopic and trace element constrains on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica. Earth and Planet Science Letters 111: 287-303.

- Kokelaar B.P. 1983. The mechanism of surtseyan volcanism. *Journal of the Geological Society* 140: 939-944, London.
- Kokelaar, P. 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology* 48: 275-289.
- Leat, P.T., Scarrow, J.H. y Wareham, C.D. 1997. A model of Late Triassic to Early Cretaceous Antarctic Peninsula Plutonism. En Ricci C.A. (ed.) *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, Terra Antarctica Publications, 321-326, Siena.
- Martí, J., Vila, J. y Rey, J.U. 1996. Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica): and example of a volcanic caldera developed by extensional tectonism. *Volcano instability on the Earth and other planets*, Geological Society, Special Publication 110: 345-352, London.
- Martí, J. y Baraldo, A. 1990. Precaldera pyroclastic deposits of Deception Island (South Shetland Islands). *Antarctic Science* 2(4): 345-352.
- Mazzoni, M.M. 1986. Procesos y depósitos piroclásticos. *Asociación Geológica Argentina. Serie B Didáctica y Complementaria* 14, 115 p.
- Mazzuoli, R., Omarini, R.H., Ortiz Ramis, R., Viramonte, J.G. y De Rosa, R. 1987. Mecanismos eruptivos de la actividad explosiva reciente en la Isla Decepción, Shetland del Sur, Antártida. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 378-379.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Tasmania, Tasmanian Government Printing Office, 198 p.
- Moore, J.G. 1985. Structure and eruptive mechanism at Surtsey Volcano, Iceland. *Geological Magazine* 122: 649-661.
- Olsacher, J. 1956. Contribución a la geología de la Antártida Occidental y, Contribución al conocimiento de la Isla Decepción. *Publicación del Instituto Antártico Argentino* 2: 25-76.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En Hawkesworth C.J. y Norry M.J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva: 230-249, Nantwich.
- Pearce, J.A., Harris, B.W. y Tinde, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretations of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pankhurst, R.J. 1982. Sr-isotope and trace-element geochemistry of cenozoic volcanics from Scotia Arc and Northern Antarctic Peninsula. En Craddock, C. (ed.) *Antarctic Geoscience*, University of Wisconsin Press, 229-234, Madison.
- Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Brook H. y Saunders, A.D. 1979. K-Ar Chronology of Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. *British Antarctic Survey Bulletin* 49: 277-282.
- Peccerillo, A., Tripodo, A., Villari, L., Gurrieri, S. y Zimbalatti, E. 1991. Génesis and evolution of volcanism in back-arc areas. A case history, the island of Deception (Western Antarctica). *Periodico di Mineralogia* 60: 29-44.
- Pelayo, A.M. y Wiens, D.A. 1989. Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea Region. *Journal of Geophysical Research* 86: 7293-7320.
- 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. En Dalziel, I.W.D. (ed.) *Tectonics of the Scotia arc, Antarctica*. 28th International Geological Congress, Field Trip Guidebook T180, American Geophysical Union, 146-152, Washington.
- Smellie, J.L. 1991. Stratigraphy, provenance and tectonic setting of (?) late Paleozoic-Triassic sedimentary sequences in Northern Graham Land and South Scotia Ridge. En Thomson, M.R.A., Crame, A. y Thomson, J.W. (eds.) *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press: 423-428.
- Smellie, J.L. 2001. Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 13: 188-209.
- Smellie, J.L. 2002a. Geology. En Smellie, J.L., López-Martínez, J., Thomson, J.W. y Thomson, M.R.A. (eds.) *Geology and Geomorphology of Deception Island*, British Antarctic Survey, Series BAS GEOMAP, Sheets 6-A y 6-B, Edition 1:25000. 1: 11-30, Cambridge.
- Smellie, J.L. 2002b. The 1969 subglacial eruption on Deception Island (Antarctica): events and processes during an eruption beneath a thin glacier and implications for volcanic hazards. En Smellie, J.L. and Chapman, M.G. (eds.) *Volcano-ice interaction on Earth and Mars*, Geological Society, Special Publication 202: 59-79, London.
- Smellie, J.L., Hofstetter, A. y Troll, G. 1992. Fluorine and boron geochemistry of an ensialic marginal basin volcano: Deception Island, Bransfield Strait, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 49: 255-267.
- Smellie, J.L., López-Martínez, J., Rey J. y Serrano E. 1997. Maps of Deception Island, South Shetland Islands. En Ricci C.A. (ed.) *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, Terra Antarctica Publications: 485-493, Siena.
- Smellie, J.L. y López-Martínez, J. 2000. Geological map of Deception Island. British Antarctic Survey, Series BAS GEOMAP, Sheet 6-A, Edition 1-2000, Cambridge.
- Tyrrell, G. W. 1945. Report on rocks from West Antarctica and the Scotia Arc. *Discovery Repts*, 23: 37-102.
- Walker, G.P.L. 1991. Structure and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, "lava rises", "lava/rise pits", and "lava inflation clefts" in Hawaii. *Bulletin of Volcanology* 53: 546-558.
- Weaver, S.D., Saunders, A.D., Pankhurst, R.J. y Tarney, J. 1979. A Geochemical Study of Magmatism Associated With the Initial Stages of Back-Arc Spreading. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68: 151-169.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, 466 p., Londres.
- Wohletz, K.H. y McQueen, R.G. 1984. Volcanic and dustlike particles produced by experimental water-melt interactions. *Geology* 12: 591-594.
- Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F. 1983. Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science* 283: 385-413.
- Wright, J.V., Smith A.L. y Self. S. 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8, 315-336.
- Yoder, H.S. y Tilley, C.E. 1962. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* 3: 342-532.

Recibido: 9 de agosto, 2006

Aceptado: 10 de septiembre, 2007