

## ANÁLISIS DE NUEVOS DATOS GRAVIMÉTRICOS MARINOS EN EL ENTORNO DE LA ISLA DECEPCIÓN (ISLAS SHETLAND DEL SUR, ANTÁRTIDA)

A. Carbó<sup>1</sup>, A. Muñoz-Martín<sup>1</sup>, J. Martín-Dávila<sup>2</sup>, M. Catalán<sup>2</sup> y A. García<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense, Madrid 28040 (amunoz@geo.ucm.es).

<sup>2</sup> Real Instituto y Observatorio de la Armada, Cecilio Pujazón s/n. 11100 San Fernando, Cádiz.

<sup>3</sup> Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, José Abascal 2, Madrid 28006.

**Resumen:** La Isla Decepción es la parte emergida de un volcán muy joven y activo. Se encuentra situada en el SO del Estrecho de Bransfield, que separa la Península Antártica de las islas Shetland del Sur. En este trabajo se muestran los resultados del levantamiento gravimétrico realizado en la campaña de investigación geofísica marina DECVOL99 (Diciembre de 1999). El procesado de los 4906 datos seleccionados, obtenidos a lo largo de 48 líneas de navegación, ha permitido la realización de dos mapas de anomalías de Bouguer en el interior y en el exterior de la Isla Decepción. El tratamiento de los datos gravimétricos ha incluido, además de las correcciones habituales, la corrección topográfica terrestre y del fondo marino utilizando una malla de 1 km de lado. Los mapas de anomalías de Bouguer resultantes muestran una serie de anomalías y gradientes gravimétricos bien definidos que, al integrarlos con el resto de información existente, permiten su interpretación desde el punto de vista estructural y tectónico. De este modo las anomalías gravimétricas en el entorno de la Isla Decepción se encuentran definidas por una serie de mínimos y máximos con dos orientaciones principales NE-SO y NO-SE, que se corresponden bien con rasgos morfoestructurales y geofísicos en otros sectores del Estrecho de Bransfield. La mayor parte de los gradientes gravimétricos alargados y con carácter neto pueden ser interpretados como zonas de fractura NO-SE y NE-SO que limitan áreas de máximos y mínimos gravimétricos. Las anomalías positivas de gran longitud de onda constituyen la continuación hacia el SO de la corteza continental de la Isla Livingston, mientras que los máximos gravimétricos de alta frecuencia están asociados a bloques elevados y de alta densidad. Las zonas de mínimos valores de anomalía de Bouguer coinciden con los principales ejes de extensión y máximo relleno de materiales sedimentarios recientes. Las orientaciones y localizaciones de las bandas de alto gradiente gravimétrico permiten su correlación con zonas de fracturas definidas mediante otros datos geofísicos marinos, así como con la batimetría y los datos estructurales medidos en superficie.

**Palabras Clave:** Gravimetría marina, anomalía de Bouguer, Isla Decepción, Estrecho de Bransfield, Antártida

**Abstract:** Deception Island is the emerged part from an active young volcano located in the Bransfield Strait, that separates the Antarctic Peninsula from the South Shetland Islands. In this work we show the results obtained from a gravity survey made carried out during the DECVOL99 marine geophysical cruise. Two Bouguer anomaly maps, for the interior and the exterior areas of Deception Island have been completed. 4906 gravity data along 48 marine tracks have been processed, including usual corrections, the water-layer effect and the topography and bathymetric terrain corrections using a 1km grid-size digital elevation model. The Bouguer anomaly maps show well-defined high-gradient areas and gravity anomalies that correlates with previous geophysical and structural data, and allow us to interpret them from a tectonic point of view. In this way, the main Bouguer anomalies present maximum and minimum values along two main orientations NE-SW and NW-SE. High gravity-gradient areas separate maximum and minimum anomalies corresponding to uplifted volcanic blocks and extensional areas with a thick sedimentary infilling. The location and orientation of elongated and sharp Bouguer anomaly gradients are interpreted as fracture zones, that have been observed by other geophysical data, and are in good agreement with structural data from the surface.

**Key Words:** Marine Gravity, Bouguer anomaly, Deception Island, Bransfield Strait, Antarctic

Carbó, A., Muñoz-Martín, A., Dávila, J., Catalán, M. y García, A. (2001): Análisis de nuevos datos gravimétricos marinos en el entorno de la Isla Decepción (Islas Shetland del Sur, Antártida). *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (3-4): 189-197.

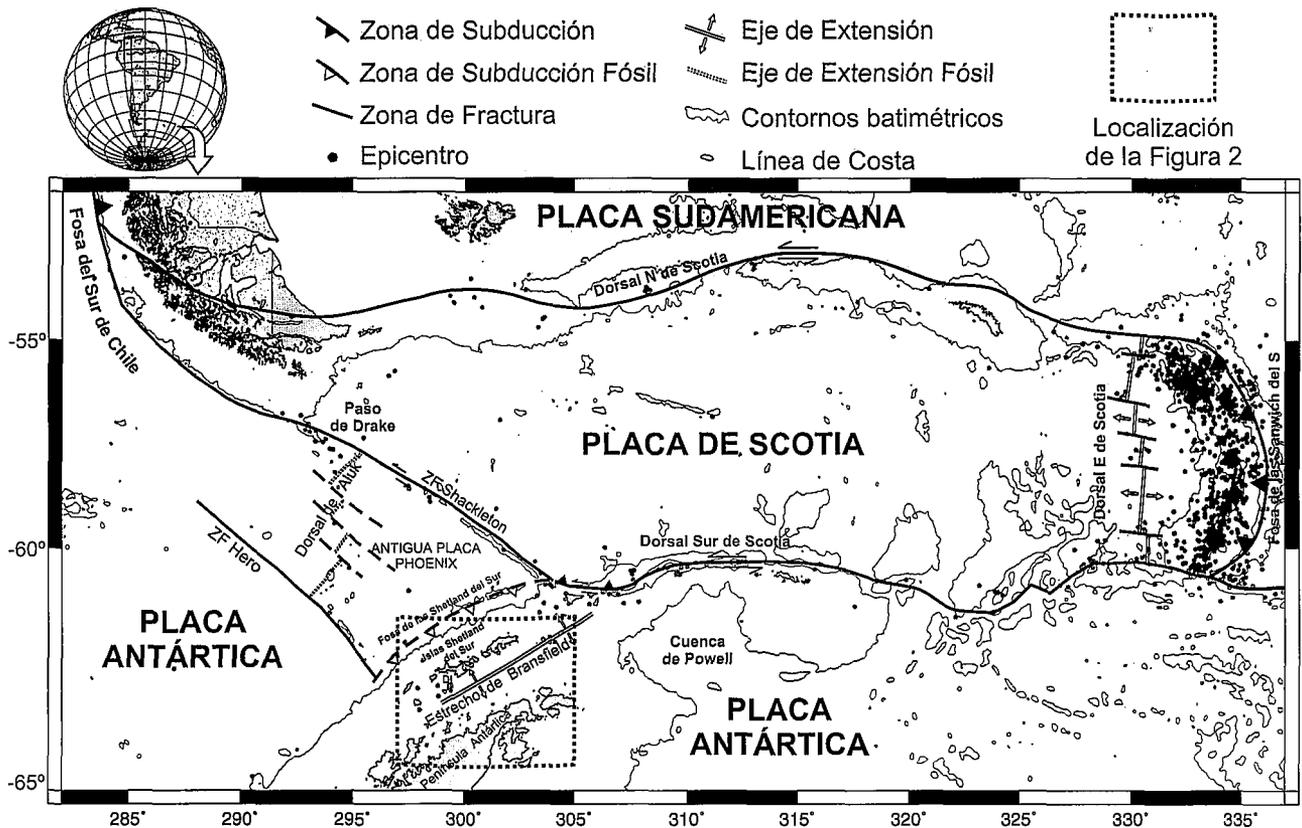


Figura 1.- Localización geográfica y marco geotectónico de la zona de estudio sobre la batimetría general de la zona (contornos batimétricos cada 2500 m). Los epicentros de los terremotos pertenecen a la base de datos de Enghdald *et al.* (1998).

La Isla Decepción es la parte emergida de un volcán en escudo muy joven (menos de 1 Ma) y activo. Se encuentra situada en el Estrecho de Bransfield, que separa la Península Antártica de las islas Shetland del Sur (Figs. 1 y 2). Durante el mes de Diciembre de 1999 se realizó un cruceo oceanográfico alrededor de la Isla Decepción (Islas Shetland del Sur, Antártida, Figs. 2 y 3) en el marco de una Acción Especial (DECVOL-99) financiada por el P.N.I.A. El objetivo de esta acción especial era evaluar el estado de la actividad volcánica de la Isla Decepción, a partir de tres tipos de investigaciones: geodesia, análisis de gases y de datos sismológicos, y realización de perfiles geofísicos marinos (batimetría, gravimetría y magnetismo) en el entorno de la isla (Martín *et al.*, 2000).

Durante la campaña de prospección geofísica marina se adquirieron datos de batimetría gravimetría y magnetismo tanto en el interior de la Isla de Decepción (Puerto Foster) como en el exterior de la misma (Estrecho de Bransfield) a bordo del Buque de Investigación Oceanográfica Hespérides (Figs. 1 y 2). El objetivo fundamental de esta campaña era la obtención de mapas batimétricos, gravimétricos y magnéticos de calidad contrastada en el entorno de la Isla Decepción. Todos estos datos geofísicos son fundamentales para conocer la estructura de la corteza en el entorno de la isla y, con el resto de información geológica y geofísica previa, poder avanzar en la comprensión de los procesos geodinámicos (fundamentalmente volcánicos y tectónicos) presentes en esta zona de la litosfera.

En este trabajo presentamos los resultados del levantamiento gravimétrico realizado durante la campaña, y realizamos un análisis de las anomalías de Bouguer obtenidas en relación con las principales estructuras presentes en la zona de estudio.

**Marco geológico y antecedentes**

La isla Decepción se encuentra situada en el SO del Estrecho de Bransfield, que ha sido interpretado por numerosos autores como una cuenca tras-arco ("back-arc") asociada al arco volcánico de las Islas Shetland del Sur. La formación de este arco de islas está relacionada con los procesos de magmatismo y deformación asociados a la subducción de la placa de Phoenix por debajo de la Placa Antártica durante el Mesozoico Superior-Cenozoico (Barker *et al.*, 1991; Dalziel, 1984, 1989). Esta convergencia cesó hace 4 Ma, cuando el eje de expansión de la Placa de Phoenix (Dorsal Aluk, Fig. 1) dejó de ser activa (Barker *et al.*, 1991; Lawver *et al.*, 1995).

El Estrecho de Bransfield es una estructura de tipo extensional orientada NE-SO de más de 500 km de longitud desarrollada durante el Cenozoico Superior, que desaparece hacia el SO mediante un contacto brusco con la prolongación de la Zona de Fractura de Hero y conecta de un modo más progresivo hacia el NE con la zona de fractura del S de la Placa Scotia (González-

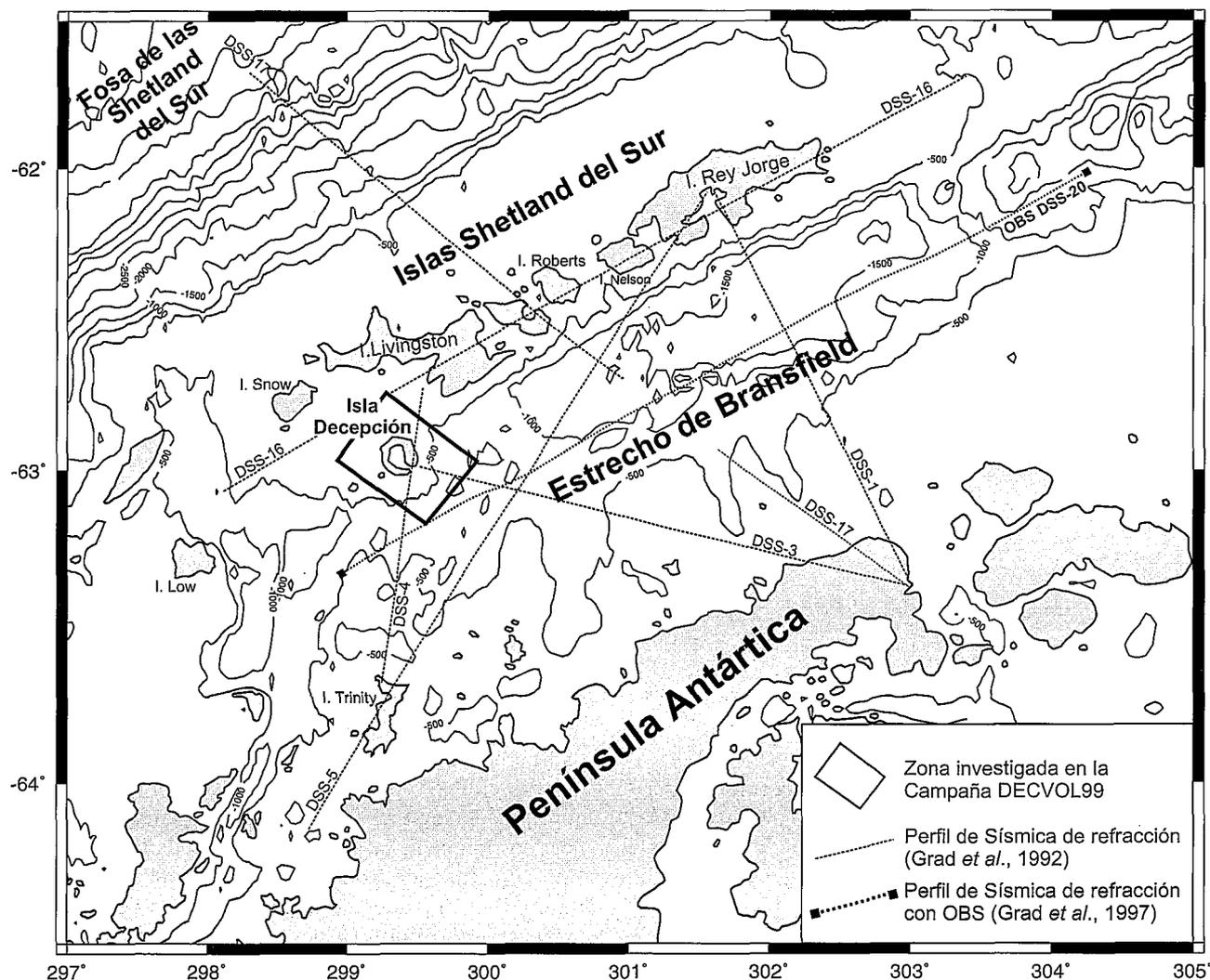


Figura 2.- Mapa batimétrico del estrecho de Bransfield, con la posición de los perfiles de sísmica de refracción (Grad *et al.*, 1992, 1997), y la zona investigada durante la campaña de geofísica marina DECVOL-99.

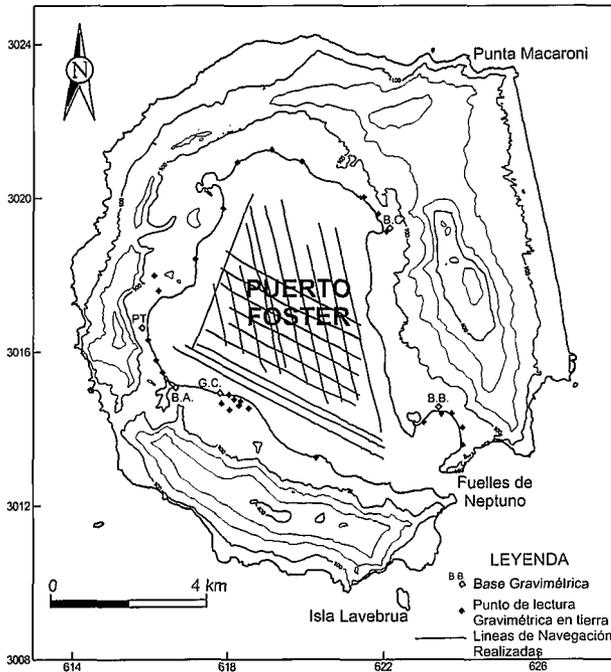
Casado *et al.*, 2000, Figs. 1 y 2). El origen del Estrecho de Bransfield es discutido, con dos modelos principales: A) el primero relaciona su formación con la migración de las islas Shetland del Sur hacia el NO, debido a un efecto de retroceso ("roll-back") de la fosa de las Shetland del Sur (Smellie, *et al.*, 1984; Maldonado *et al.*, 1994; Lawver *et al.*, 1995, 1996). B) Otro modelo más reciente explica la extensión NO-SE que aparece en el Estrecho de Bransfield dentro de un régimen de compresión NE-SO entre la Placa de Scotia y la Antártica a lo largo de la dorsal Sur de la Placa de Scotia (González-Casado *et al.*, 2000).

Existen numerosos antecedentes geofísicos en la zona de estudio, especialmente de sísmica de reflexión multi y monocanal (Acosta *et al.*, 1992; Barker y Austin, 1994; Prieto *et al.*, 1998), magnéticos (Roach, 1978), morfoestructurales (González-Casado *et al.*, 1999b; Gràcia *et al.*, 1996, 1997), sismológicos (Pelayo y Wiens, 1989), de sísmica de refracción (Grad *et al.* 1992, 1997) y de gravimetría aeroportada (Garrett, 1990). Los datos magnéticos indican una anomalía positiva situada a lo largo de la parte más profunda del Estrecho de Bransfield, que ha sido in-

terpretada como un cuerpo ígneo magnetizado positivamente asociado con el eje del rift (Roach, 1978; González-Ferrán, 1991). Este último autor interpreta la zona magnetizada con polaridad inversa en los flancos del cuerpo central como una corteza oceánica creada durante los últimos 2 Ma de expansión en el Estrecho de Bransfield, lo que supone una extensión total de unos 15 km.

De especial interés para la modelización gravimétrica son los trabajos de sísmica de refracción, que han permitido modelizar la corteza superior cerca de la isla de Decepción (Grad *et al.*, 1992) y han deducido la estructura cortical a lo largo del eje central del Estrecho de Bransfield (Grad *et al.* 1997). Estos trabajos no sólo proporcionan la posición de las principales discontinuidades sísmicas a escala cortical, sino que los valores de velocidades sísmicas pueden ser asociadas a densidades (Ludwig *et al.*, 1970), imprescindibles para la realización de modelos gravimétricos realistas.

Además de los trabajos de geofísica marina, existen levantamientos gravimétricos y magnéticos de detalle realizados en la islas Livingston y Decepción, así como una serie de bases gravimétricas (Ortiz *et al.*, 1992),



**Figura 3.-** Líneas de navegación realizadas en el interior de la Isla Decepción y puntos de cruce utilizados para el cálculo de errores. G.C. Refugio Gabriel de Castilla, B.A. Base Argentina, B.B. Base Balleneros, B.C. Base Chilena.

que han permitido el enlace de las observaciones marinas con la red gravimétrica terrestre en Ushuaia (Argentina), la Base Antártica Española Juan Carlos I (Isla Livingston) y la base gravimétrica Argentina en Isla Decepción (Fig. 3).

### Características y procesado de los datos gravimétricos marinos

#### *Instrumentación y adquisición de datos*

Para la obtención de los datos gravimétricos marinos se utilizó un Gravímetro marino Bell Aerospace BGM3 (precisión de  $\pm 1$  mGal), con corrección electrónica de las variaciones de estabilidad. El posicionamiento del buque se realizó con GPS diferencial y los datos complementarios, velocidad y rumbo, proceden de la instrumentación propia del barco. Los datos batimétricos utilizados para la corrección de Bouguer se obtuvieron desde la sonda monohaz EA500. Para el enlace con la red gravimétrica terrestre, y para la toma de datos en la isla Decepción se utilizó un gravímetro terrestre LaCoste&Romberg modelo G (precisión de  $\pm 0,01$  mGal). El posicionamiento en tierra, se realizó con GPS y la cota con altímetro barométrico (precisión de  $\pm 0,1$  m) cerrando los itinerarios cada media hora sobre vértices topográficos de cota conocida.

La campaña de adquisición de los datos gravimétricos se proyectó siguiendo las pautas de un levantamiento sistemático. Las líneas de navegación se realizaron equidistantes entre sí con rumbo constante y una serie de líneas de control transversales a las anteriores. Sin embargo,

dado que se ha trabajado en dos situaciones diferentes (interior de un espacio restringido en Puerto Foster, y en mar abierto en el exterior de la Isla Decepción), no se pueden definir unos parámetros constantes para el conjunto de la investigación. Por este motivo se describen las características de cada uno de los levantamientos:

*A) Puerto Foster.* En esta zona hubo tres condicionantes para la realización de la campaña: la amplitud de las anomalías a detectar; las posibilidades de maniobra del barco y la realización del levantamiento hidrográfico, que obliga a realizar las líneas de navegación paralelas a la batimetría. Las líneas básicas de investigación tienen una orientación N160°E, y las transversales N110°E, excepto la línea 301, que se orienta N20°E. La separación entre líneas varió entre los 200 y los 400 metros (Fig. 3), y el total de registros obtenidos en Puerto Foster fue de 9458. Un primer filtrado para eliminar los registros adquiridos fuera de línea, debido a las rápidas variaciones de rumbo y velocidad, los redujo a 3140. Para evitar efectos direccionales no deseados en la cartografía, y para obtener una red de lecturas homogénea en el área investigada, se procedió a un segundo filtrado, seleccionando los registros con una separación similar a la distancia interlineal (200 m). Dada la velocidad de navegación (10 nudos), y el intervalo temporal entre lecturas (10 segundos), se obtiene un registro aproximadamente cada 50 metros a lo largo de cada línea, por lo que se utilizó un dato de cada tres medidos. Una vez realizada esta operación, el total de registros finalmente utilizados en la cartografía es de 1181 distribuidos sobre un área de unos 25 km<sup>2</sup> por lo que la densidad de información resultante es de 47 puntos/km<sup>2</sup> (1 punto cada 150 m aproximadamente). Para evitar errores de borde en el mapa de Puerto Foster se realizó de forma complementaria un levantamiento perimetral terrestre (Fig. 3). Este levantamiento consta de 33 puntos de lectura enlazados con la Base Gravimétrica situada en la Base Antártica Argentina de Isla Decepción (982209,36 mGal).

*B) Levantamiento exterior de la Isla Decepción.* Dado que este levantamiento se desarrolló en una zona de mar abierto, permitió una mayor flexibilidad para la distribución de las líneas, sobre todo si se tiene en cuenta que las anomalías a detectar son las derivadas de estructuras mayores. De este modo, el conjunto de líneas se orientaron transversalmente a las principales direcciones morfoestructurales del Estrecho de Bransfield. Las líneas básicas presentan una orientación N125°E y las transversales o de control N40°E. La separación media entre líneas varía de 1 a 3 km (Fig. 4). El total de registros que se obtuvieron en la malla externa fue de 15694. Un primer filtrado, eliminando los registros adquiridos fuera de línea, los dejó en 7295 y el segundo, para homogeneizar la distancia entre datos, los redujo a 3735, que son los finalmente utilizados en la elaboración del mapa. Como el área investigada es de unos 1200 km<sup>2</sup> la densidad de información es de 3 puntos/km<sup>2</sup>.

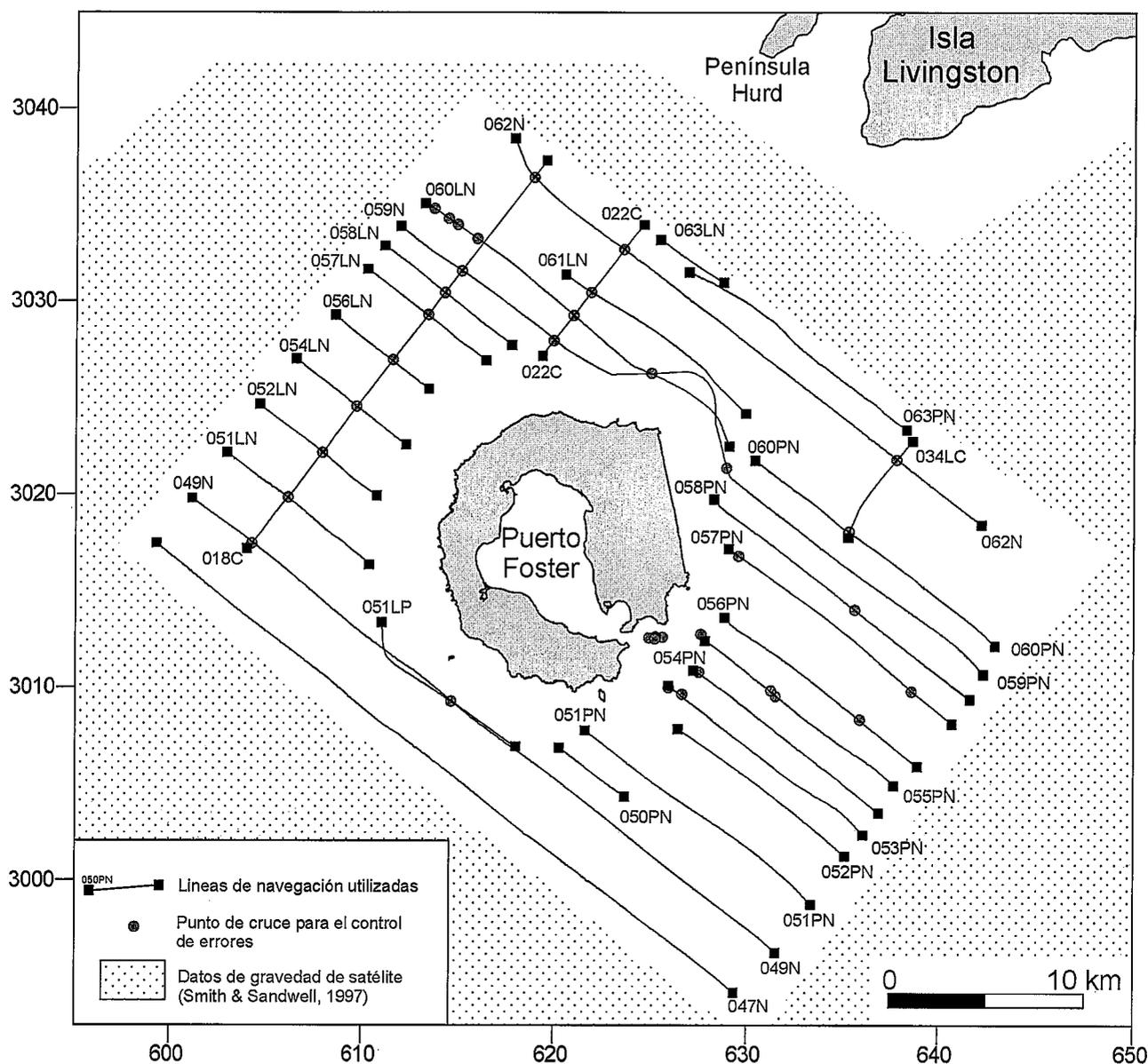


Figura 4.- Líneas de navegación realizadas en el exterior de la Isla Decepción y puntos de cruce utilizados para el cálculo de errores.

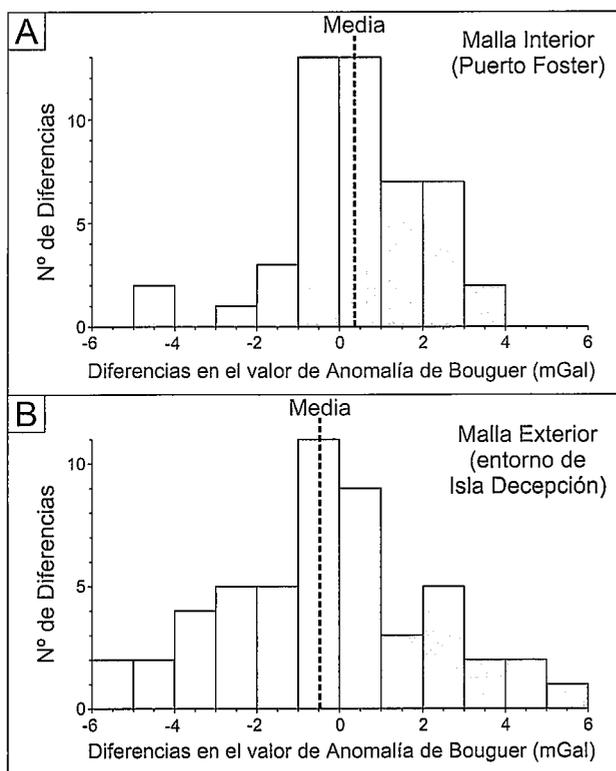
#### Tratamiento de los Datos

Las lecturas gravimétricas marinas se enlazaron con las redes terrestres por medio de la Base Gravimétrica Argentina K de Ushuaia (981468,72 mGals), siendo la constante de homogeneización calculada para la reducción de 0,11 mGal. La deriva instrumental entre los días 28 de Noviembre y 11 de Diciembre de 1999 fue de 1,2 mGals (0,095 mGal/día). Todas las lecturas han sido corregidas de variación diurna y eötvös, y las anomalías de Bouguer se obtienen por referencia al GRS67. Para la corrección del efecto lámina de agua y de irregularidades del fondo se utilizaron densidades de 2,67 y 1,03 gr/cm<sup>3</sup>, para tierra y mar, respectivamente. El efecto de fondo se calcula por reducción de la morfología submarina a prismas de base cuadrada con 200 metros de lado en el interior de Puerto Foster y de 1000 metros en el Estrecho de Bransfield. Para la realización de estas correcciones se realizó un modelo digital del terreno de 1 km de tamaño de malla mediante la

integración del modelo digital del terreno de la isla Decepción (Servicio Geográfico del Ejército), con la base topográfica y gravimétrica de Smith y Sandwell (1997), así como con los datos obtenidos durante la campaña. Todas las operaciones se ejecutaron con la aplicación informática *Lanzada* (Carbó, 1998), especialmente desarrollada para los sistemas que embarca el B.I.O. Hespérides. Este código homogeneiza e integra los datos procedentes de los diversos sistemas (gravímetro marino, sistema de posicionamiento, sonda monohaz,...) y los referencia en las líneas de navegación. El código, además, realiza las correcciones de deriva instrumental, marea terrestre, eötvös, enlace a redes terrestres y calcula las anomalías de Aire Libre y Bouguer por referencia al GRS67.

#### Cálculo de Errores

La intersección de las líneas de navegación en Puerto Foster y en el entorno de la Isla Decepción dan lugar



**Figura 5.-** Histogramas con la distribución de diferencias de la anomalía de Bouguer en los puntos de cruce para: A) Mapa interior de isla Decepción (Puerto Foster, figura 3) y B) para el mapa del entorno de la isla Decepción (figura 4).

a dos conjuntos de puntos de corte con 52 elementos en el primer caso y 77 en el segundo (Figs. 3 y 4). Para el caso de la malla externa, además de las líneas de navegación utilizadas en la realización de los mapas (Fig. 4), se han usado lecturas obtenidas en otras líneas de navegación, con los mismos criterios de calidad para el filtrado de los datos descritos anteriormente. El análisis de las distribuciones de las diferencias en el cálculo de la anomalía de Bouguer en estos puntos se muestra en la figura 5. La diferencia media y la desviación estándar obtenidas son 0,36 mGal, y 1,65 mGal, respectivamente, para la malla interna de Puerto Foster, y -0,46 mGal y 2,6 mGal para el exterior de la isla Decepción. Conviene señalar que en ambos casos la distribución es de tipo normal y la desviación estándar es próxima al error instrumental del gravímetro marino, y al intervalo entre las curvas de anomalías de Bouguer representadas en los mapas gravimétricos (Figs. 6 y 7).

#### **Análisis de los mapas de anomalías de Bouguer en el interior y en el entorno de la Isla Decepción**

##### *Interpretación del mapa de Anomalías de Bouguer en el entorno de la Isla Decepción*

El mapa de anomalías de Bouguer del entorno de la Isla Decepción presenta unos valores positivos de entre 40 mGales en el SO de la Isla Decepción, y 120 mGales

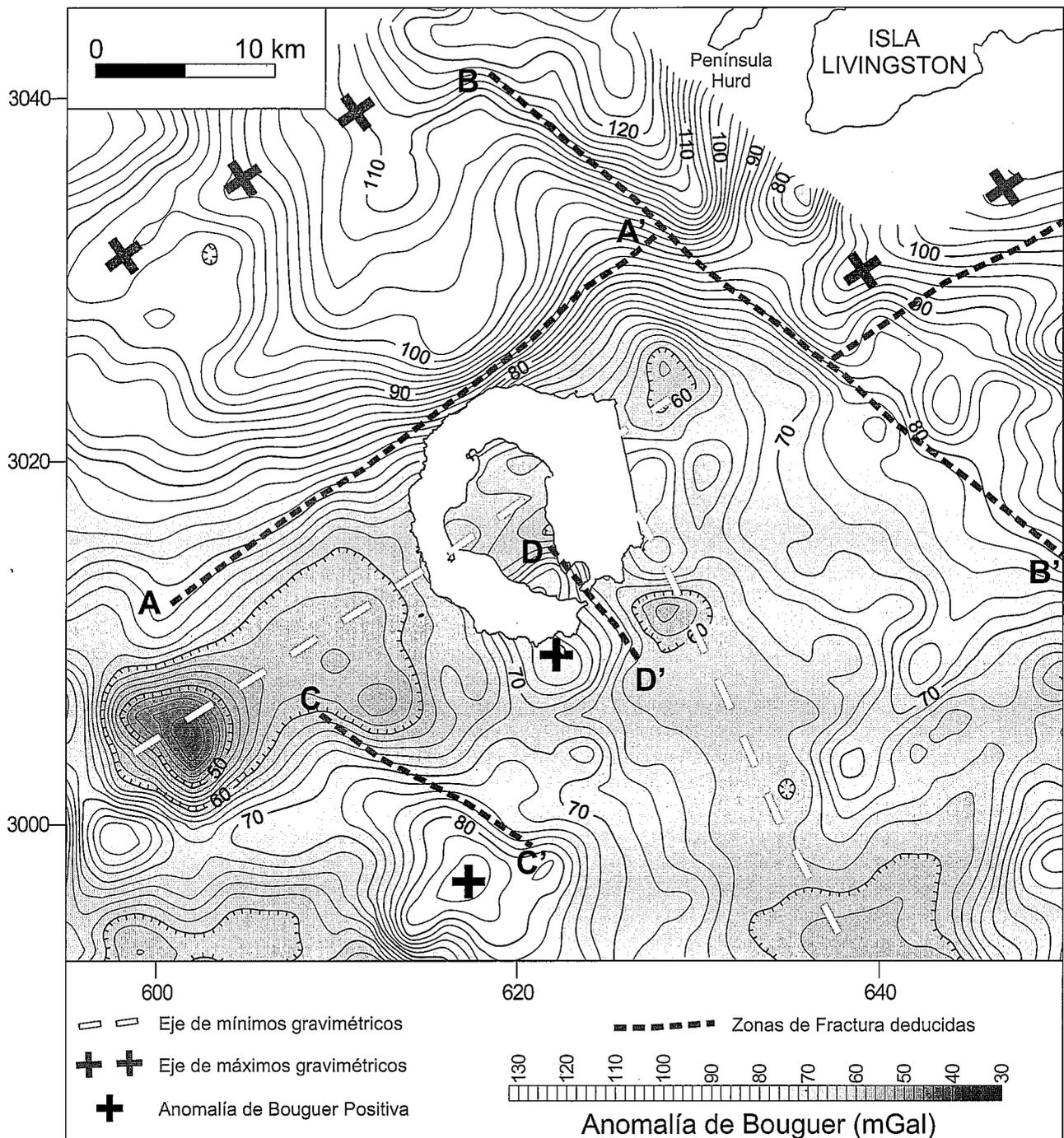
en las proximidades de la Isla Livingston. Estos valores indican la ausencia de corteza oceánica bien definida en la zona estudiada, tal y como proponen los trabajos previos de sismica de refracción (Grad *et al.*, 1997), que sitúan la superficie del Moho por debajo de los 30 km a lo largo del eje central del estrecho de Bransfield.

Las anomalías de Bouguer se distribuyen en la zona de estudio según una serie de máximos y mínimos con dos orientaciones principales bien definidas (Fig. 6): A) Una principal NE-SO, paralela a la dirección general de las islas Shetland del Sur y del Estrecho de Bransfield, y B) otra NO-SE aproximadamente perpendicular a la anterior. Un aspecto a destacar es que las anomalías de cada una de estas dos direcciones se encuentran segmentadas y/o limitadas lateralmente por gradientes gravimétricos de la otra dirección.

Dentro del primer grupo de anomalías NE-SO, destaca un máximo relativo que es la continuación hacia el SO del extremo de Isla Livingston, y cuya amplitud decrece progresivamente hacia el SO. Esta anomalía positiva está limitada hacia el sur, mediante una zona de elevado gradiente orientado NE-SO, con una banda paralela de anomalías negativas de 15 km de anchura media y entre 30 y 40 mGales de amplitud, que atraviesa la posición de la Isla Decepción (Fig. 6). Este gradiente en el mapa de anomalías de Bouguer (A-A', Fig. 6), que supera los 7 mGales/km, debe corresponder con una importante zona de fractura que separa los dos tipos de corteza detectados en las Shetland del Sur y el Estrecho de Bransfield por los estudios previos de sismica de refracción (Grad *et al.*, 1992). Dicho gradiente constituye la prolongación hacia el SO del margen meridional de las islas Shetland del Sur, definido por una serie de fallas normales de orientación NE-SO descritas en sectores más orientales del Estrecho de Bransfield (Gràcia *et al.*, 1996, 1997; Prieto *et al.*, 1998).

Por lo que se refiere a las anomalías gravimétricas de orientación NO-SE, presentan una menor extensión longitudinal que las NE-SO, siendo la más definida una franja de mínimos gravimétricos situado desde la Isla Decepción hacia el SE, con una anchura media de 20 km y una amplitud de entre 10 a 20 mGales. Esta banda de mínimos gravimétricos limita hacia el norte con la zona de máximas anomalías positivas correspondientes a la Isla Livingston, mediante una zona de fuerte gradiente gravimétrico orientado NO-SE (B-B', Fig. 6). Esta zona de gradiente coincide con otra zona de fractura puesta de manifiesto por sismica de refracción (Grad *et al.*, 1992), que pone en contacto dos tipos de corteza de características diferentes. Un aspecto importante de esta zona de fractura, es que produce un desplazamiento dextrorso de unos 10 km del gradiente gravimétrico general NE-SO que constituye el margen meridional de las islas Shetland del Sur (Fig. 6). Los datos estructurales de la Península de Hurd (Isla Livingston) indican que la dirección dominante de las fracturas activas es paralela a esta zona de gradiente gravimétrico NO-SE (González-Casado *et al.*, 1999b).

Por lo que se refiere al edificio volcánico de la Isla Decepción, se encuentra situado en la intersección de



**Figura 6.-** Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer en el entorno de la Isla Decepción obtenido a partir de las líneas de navegación mostradas en las Figuras 3 y 4. Para evitar los errores de borde en los límites de la zona estudiada se han utilizado en la interpolación los datos gravimétricos obtenidos a partir de altimetría de satélite (Smith y Sandwell, 1997). Ver texto para la explicación.

dos bandas de mínimos relativos de anomalía de Bouguer orientados NE-SO y NO-SE. Al Sur de la isla se desarrolla un máximo de anomalía de 10 km de extensión y 15 mGales de amplitud, cuyo límite septentrional es una zona de fuerte gradiente NO-SE que probablemente constituya una zona de fractura (Fig. 6 C-C'). Dado que esta zona de gradiente es oblicua al límite que separa los datos gravimétricos obtenidos en la campaña y los obtenidos por satélite, se descarta la posibilidad de que se trate de un error de borde en la integración de ambos tipos de datos.

#### *Interpretación del mapa de Anomalías de Bouguer de Puerto Foster*

En el interior de la caldera de la isla Decepción (Puerto Foster, Fig. 7) se repite un esquema de anomalías similar al descrito para la zona externa a la Isla Decepción, pero a menor escala. De este modo, el principal rasgo gravimétrico que se detecta es un eje de mínimos orientado NO-SE, limitado al sur y al norte por dos ejes de anomalías gravimétricas positivas. Estas dos anomalías alargadas se encuentran a su vez intersectadas por otro eje de mínimos gravimétricos orienta-

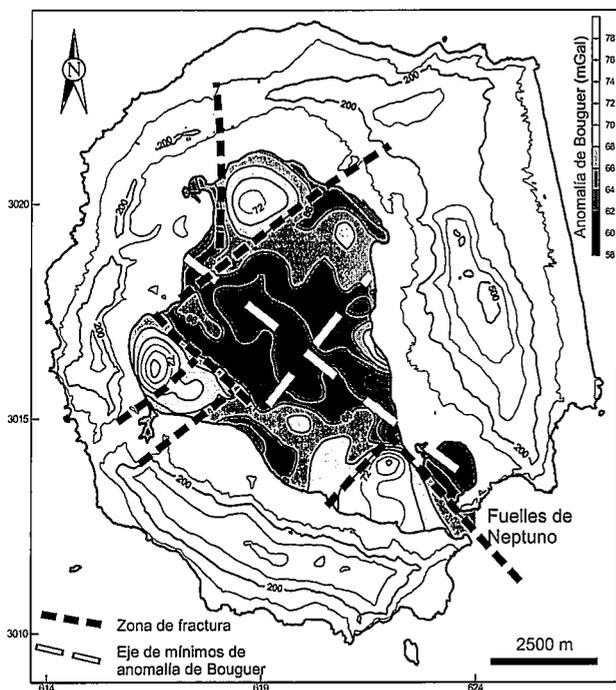


Figura 7.- Mapa de anomalías de Bouguer del interior de la isla Decepción (Puerto Foster), obtenido a partir de los datos gravimétricos marinos y terrestres que se muestran en la Figura 3. Ver texto para la explicación.

do NE-SO, y que coinciden con una alta densidad de fracturación submarina descrita en la mitad septentrional de Puerto Foster (Rey *et al.*, 1995), que se prolonga con un conjunto de fracturas subaéreas hacia el NE de la isla Decepción (González-Casado *et al.*, 1999a).

Dentro de este esquema general, destaca la presencia de un máximo gravimétrico relativo situado al sur de la isla de unos 15 mGales de amplitud y unos 8 km de extensión, limitado por zonas de elevado gradiente orientadas NE-SO y NO-SE (Figs. 6 y 7). La amplitud y longitud de onda de este máximo relativo de anomalía de Bouguer, sugieren que debe considerarse de un modo independiente. Este máximo gravimétrico puede estar asociado a la presencia de materiales volcánicos de alta densidad, tal y como sugiere la presencia de un conjunto de domos volcánicos submarinos descritos por Rey *et al.* (1995) en el sur de Puerto Foster. El límite oriental del máximo gravimétrico es uno de estos gradientes gravimétricos NO-SE, que atraviesa la entrada al interior de Puerto Foster (D-D', Zona de Fractura de los Fuelles de Neptuno, Figs. 6 y 7), y que se prolonga hacia el SE de la isla. Dadas las características gravimétricas del máximo y de los gradientes que lo limitan, junto los perfiles de sismica de refracción (Grad *et al.*, 1992) y los datos magnéticos (Martín *et al.*, 2000), lo interpretamos como un bloque elevado de alta densidad limitado por fracturas de orientación NO-SE y NE-SO (Fig. 7).

## Conclusiones

El análisis y procesado de los datos gravimétricos obtenidos durante la campaña DECVOL-99 ha permitido realizar dos mapas de anomalías gravimétricas de Bouguer: uno en el interior de la Isla Decepción (Puerto

Foster) y otro en el exterior de la misma. En estos mapas se identifican una serie de anomalías y gradientes gravimétricos bien definidos que permiten una interpretación desde el punto de vista estructural y tectónico. Las principales conclusiones deducidas a partir de estos mapas son:

Las anomalías gravimétricas en el entorno de la Isla Decepción se encuentran definidas por una serie de mínimos y máximos con dos orientaciones principales NE-SO y NO-SE, que se corresponden bien con las dos direcciones predominantes en el Estrecho de Bransfield datos morfoestructurales y geofísicos en otros sectores del Estrecho de Bransfield.

Las zonas con máximos valores de anomalías gravimétricas, y con mayor longitud de onda están asociadas al margen meridional de las islas Shetland del Sur, mientras que las de mayor frecuencia lo están a bloques elevados de alta densidad en el entorno de la isla Decepción. Dentro de estas últimas, destaca un máximo situado en el extremo meridional de la Isla Decepción, probablemente constituido por materiales volcánicos de alta densidad.

El edificio volcánico de Isla Decepción se localiza en la intersección de dos bandas de mínimos valores de anomalías gravimétricas de Bouguer de orientaciones NO-SE y NE-SO.

Algunas bandas de anomalías están limitadas por fuertes gradientes gravimétricos alargados y con carácter rectilíneo. Las orientaciones y localizaciones de estas zonas de elevados gradientes gravimétricos permiten su correlación con zonas de fracturas definidas mediante otros datos geofísicos, con la morfoestructura del Estrecho de Bransfield, y con observaciones estructurales realizadas en superficie.

Las zonas con mayores gradientes gravimétricos son dos: A) el margen meridional de las Shetland del Sur, de orientación NE-SO, que es la prolongación hacia el SO de una serie de fallas normales detectados en puntos más orientales del Estrecho de Bransfield, y B) un gradiente perpendicular (NO-SE) interpretado como una zona de fractura que produce un desplazamiento dextrorso de unos 10 km en la posición del gradiente anterior.

Próximos trabajos sobre modelización gravimétrica de perfiles transversales a las principales anomalías y gradientes gravimétricos descritas en este trabajo, y apoyados en las secciones de sismica de refracción previas, permitirán definir la geometría de las principales estructuras y discutir su significado en relación a la evolución reciente del estrecho de Bransfield.

## Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado a través de la Acción Especial CICYT ANT99-1428-E. Los autores desean expresar su máximo agradecimiento al resto de participantes de la campaña DECVOL99, a toda la dotación del B.I.O. Hespérides, y a los técnicos de la U.G.B.O. su apoyo y colaboración.

## Referencias

- Acosta, J., Herranz, P., Sanz, J.L. y Uchupi, E. (1992): Antarctic continental margin: geologic image of the Bransfield Through, an incipient ocean basin. En: Poag,

- C.W. Graciansky, P.C. (Eds.) *Geologic Evolution of Atlantic Continental Rises*. Van Nostrand Reinhold, New York: 49-61.
- Barker, P.F., Dalziel, I.W.D. y Storey, B.C. (1991): Tectonic development of the Scotia Arc region, En: Tingey: R.J. (Ed.) *Antarctic Geology*: Oxford, UK, Oxford University Press: 215-248.
- Barker, D.H.N. y Austin, J.A. (1994): Crustal diapirism in Bransfield Strait, west Antarctica: Evidence for distributed extension in marginal-basin formation. *Geology*, 22: 657-660.
- Carbó, A. (1998): Proyecto ZEEE. Gravimetría. En: *I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Aguadulce (Almería): 234.
- Dalziel, I.W.D. (1984): Tectonic evolution of a fore-arc terrane, southern Scotia Ridge, Antarctica. *Geological Society of America Special Paper* 200, 32 p.
- Dalziel, I.W.D. (1989): Tectonics of the Scotia Arc, Antarctica: Field Trip Guidebook T180, 28<sup>th</sup> International Geological Congress: Washington, D.C. American Geophysical Union, 206 p.
- Engdahl, E.R., Van der List, R.D. y Buland, B. (1998): Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth relocation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88: 722-743.
- Garrett, S.W. (1990): Interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 95: 6759-6777.
- González-Casado, J.M., López Martínez, J., Giner, J., Durán, J.J. y Gumiel, P. (1999a): Análisis de la microfracturación en la isla Decepción, Antártida Occidental. *Geogaceta*, 26: 31-34.
- González-Casado, J.M., López-Martínez, J. y Durán, J.J. (1999b): Active tectonics and morphostructure at the northern margin of central Bransfield Basin, Hurd Peninsula, Livingston Island (South Shetland Islands). *Antarctic Science*, 11: 323-311.
- González-Casado, J.M., Giner-Robles, J. y López-Martínez, J. (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. En: Thomson M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (Eds.) *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge University Press, Cambridge: 505-509.
- Gràcia, E., Canals, M., Farràn, M., Prieto, M.J., Sorribas, J., Gebra Team (1996): Morphostructure and evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic). *Marine Geophysical Researches*, 18: 429-448.
- Gràcia, E., Canals, M., Farràn, M., Sorribas, J. y Pallás, R. (1997): The Central and Eastern Bransfield basins (Antarctica) from high-resolution swath-bathymetry data. *Antarctic Science*, 9: 168-180.
- Grad, M. Guterch, A. y Sroda, P. (1992): Upper Crustal Structure of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica. *Antarctic Science* 4: 469-476.
- Grad, M., Shiobara, H., Janik, T., Guterch, A. y Shimamura, H. (1997): Crustal model of the Bransfield Rift, West Antarctica, from detailed OBS refraction experiments. *Geophysical Journal International*, 130: 506-518.
- Lawver, L.A., Keller, R.A., Fisk, M.R., y Strelin, J.A. (1995): Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: active extension behind a dead arc. En: (B. Taylor, Ed.). *Back arc basins: tectonic and magmatism*. Amsterdam, Plenum Press: 315-342.
- Lawver, L.A., Sloan, B.J., Barker, D.H.N., Ghidella, M., Von Herzaen, R.P., Keller, R.A., Klinkhammer, G.P. y Chin, C.S. (1996): Distributed, active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: evidence from multibeam bathymetry. *GSA Today*, 6-11, 1-6.
- Ludwig, W.J., Nafe, J.E. y Drake, C.L. (1970): Seismic refraction. En: *The Sea*, vol. 4. (A.E. Maxwell, Ed.). Wiley-Interscience, New York, p. 53-84.
- Maldonado, A., Larter-R.D. y Aldaya, F. (1994): Forearc tectonic evolution of the South Shetland margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 13: 1345-1370.
- Martín, J., Carbó, A., Catalán, M., Muñoz, A., García, A., Berrocoso, M. e Ibáñez, J. (2000): Marine geophysical campaign at Deception island area [Bransfield Strait, Antarctica]. En: *XXV European Geophysical Society (EGS)*, Niza (Francia).
- Ortiz, R., Vila, J., García, A., Camacho, A.G., Díez-Gil, J.L., Aparicio, A., Soto, R. y Viramonte, J.G. (1992): Geophysical features of Deception. En: *Recent Progress in Antarctic Earth Sciences*. (Yoshida, Ed.), Terra Publish Co., Tokyo: 443-448.
- Pelayo, A.M. y Wiens, D.A. (1989): Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea Region. *Journal of Geophysical Research*, 94: 7293-7320.
- Prieto, M.J., Canals, M., Ercilla, G. y Batist, M. (1998): Structure and geodynamic evolution of the Central Bransfield Basin (NW Antarctica) from seismic reflection data. *Marine Geology*, 149: 17-38.
- Rey, J., Somoza, L. y Martínez-Frías, J. (1995): Tectonic, volcanic and hydrothermal event sequence on Deception island (Antarctica). *Geo-Marine Letters*, 15: 1-8.
- Roach, P.J. (1978): The nature of back-arc extension in Bransfield Strait. *Geophysical Journal Research Astronomy Society*, 53: 165.
- Smellie, J.L., Pankhurst, R.J., Thomson, M.R.A. y Davies, R.E.S. (1984): The geology of South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 85: 99-113.
- Smith, W.H.F. y Sandwell, D.T. (1997): Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1956-1962.

Manuscrito recibido el 6 de marzo de 2001  
 Aceptado el manuscrito revisado el 21 de junio de 2001