

Caracterización geológica de la región de enlace entre la Cuenca de Bransfield y la Dorsal Sur de Scotia (Antártida)

M. CANALS⁽¹⁾, J. ACOSTA⁽²⁾, E. GRÀCIA⁽¹⁾, J. ESCARTÍN^(1, 3) y Grupo O.R.C.A.*

⁽¹⁾ Geociències Marines. Dpt. Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona, Zona Universitària de Pedralbes, 08028 Barcelona.

⁽²⁾ Instituto Español de Oceanografía, Corazón de María 8, 28002 Madrid.

⁽³⁾ Department of Geology and Geophysics. Woods Hole Oceanographic Institution. Woods Hole, MA 02543, USA.

RESUMEN

La Dorsal Sur de Scotia (DSS) constituye una frontera de placas transformante con sentido senestral, que limita las placas de Scotia, al norte, y Antártica, al sur. Durante la campaña de geología y geofísica marinas "Scotia 92", realizada en Febrero de 1992 a bordo del BIO Hespérides, se ha estudiado su extremo occidental y sectores próximos a la Cuenca de Bransfield, entre el margen nor-occidental de la Península Antártica y las islas Shetland del Sur, Elefante y Orcadas del Sur.

Al norte y sur de la DSS se desarrollan las cuencas de Scotia y de Powell, respectivamente. Los datos de sísmica de multicanal, magnetismo y gravimetría obtenidos muestran características diferenciales entre ambas cuencas.

La morfoestructura de la DSS, formada por dos crestas paralelas separadas por una profunda depresión axial, ha sido recubierta medianamente perfilaje de multihaz con el sistema SIMRAD EM-12 en una área de 50 x 100 km. La batimetría resultante ha permitido reconocer en detalle las características de una depresión de más de 5.300 m de profundidad y de 10 a 30 km de anchura, bautizada como Fosa Hespérides. En ella se aprecia la existencia de dos familias de lineaciones, la primera de dirección E-W y paralela al límite de placas, y la segunda de dirección NW-SE. La primera acomodaría el movimiento cizallante regional mientras que la segunda estaría asociada con una componente extensional probablemente relacionada con la dirección de la Cuenca de Bransfield. La forma romboédrica de la fosa está determinada por la interacción de ambas familias de lineaciones. Teniendo en cuenta que el límite de placas transcurre entre las dos crestas, interpretamos la Fosa Hespérides como una cuenca de *pull-apart* desarrollada como consecuencia del movimiento de cizalla a lo largo de la DSS.

Palabras clave: Tectónica de placas. Estratigrafía Sísmica. Batimetría de multihaz. Morfoestructura. Cuenca de *pull-apart*. Dorsal Sur de Scotia. Cuenca de Bransfield. Antártida.

ABSTRACT

In February 1992, a geological and geophysical survey was carried out in the NW Antarctic Peninsula region, between South Shetland, Elephant and Orkney Islands (Antarctica), during the "Scotia 92" cruise aboard BIO Hespérides. The multi-channel seismics, magnetics and gravity data show the different sedimentary characteristics between Scotia and Powell Basins. At the western end of the South Scotia Ridge (SSR), an area (50 x 100 km) covered by multibeam bathymetry reveals a maximum depth of more than 5,300 m corresponding to what we refer to as the Hespérides Deep.

The SSR is a sinistral transform plate boundary between the Scotia and Antarctic plates (on the north and south respectively). The morphology of the SSR is constituted by two ridges separated by a deep and narrow valley (10 to 30 km wide). Two main families of faults can be distinguished, one trending E-W and parallel to the plate boundary, and another one trending NW-SE. We interpret that the former accommodates the regional strike-slip motion, whereas the later has an extensional component which may be related to the main trend of Bransfield Basin. The rhomboid-shape of the Deep is the result of the interplay between both sets of faults. Assuming that the transform boundary runs between the two ridges we consider that the Hesperides Deep is a small pull-apart basin developed by the sinistral strike-slip motion along the SSR.

Key words: Plate tectonics. Seismic Stratigraphy. Swath bathymetry. Morphostructure. Pull-apart basin. South Scotia Ridge. Bransfield Basin. Antarctica.

* O.R.C.A.: Ocean-Ridge Complexes in Antarctica. Co-autores: J. R. de Andrés (IEO, Madrid), J. Argullós (UB, Barcelona), A. Calafat (UB, Barcelona), J. L. Casamor (UB, Barcelona), T. Davies (U. Gales del Sur, Cardiff), P. Herranz (IEO, Madrid), G. Mateu (IEO, Palma de Mallorca), J. Rey (IEO, Málaga), J. L. Sanz (IEO, Madrid), M. Soler (ROA, Cadiz), L. Somoza (IEO, Málaga) y J. Sorribas (UB, Barcelona).

INTRODUCCION

El continente Sudamericano y la Antártida, dos de los mayores fragmentos del super-continente de Gondwana, están conectados por el llamado Arco de Scotia (Barker y Burrell, 1977; Barker *et al.*, 1988; Dalziel, 1989; Barber *et al.*, 1991) (Fig. 1). Este Arco es una megaestructura consistente en un alineamiento de relieves positivos que enlazan la cordillera andina de América del Sur con las estructuras existentes al norte de la Península Antártica, delimitando en su interior al Mar de Scotia.

La imagen de satélite del Arco de Scotia (Fig. 1a) muestra con gran detalle las principales estructuras geológicas submarinas de la región entre 50° y 70°S. Esta imagen ha sido obtenida a partir de los datos altimétricos GEOSAT correspondientes a la misión ERM (*Exact Repeat Mission*) y complementados con los datos de alta resolución GM (*Geodetic Mission*) (McAdoo y Marks, 1992) puestos a disposición pública recientemente por la *National Oceanographic and Atmospheric Administration* (NOAA). En ella se representan las anomalías gravimétricas (entre -90 y 90 mGal) con 12 niveles de grises, negro para las zonas más profundas y blanco para las más elevadas, reflejando así la morfología del fondo marino.

La interpretación de la imagen (Fig. 1b) permite ver la disposición actual de las placas (Antártica, de Scotia y de América del Sur) así como sus límites a través de la fosa de Chile, Dorsal Sur de Scotia y el Arco de las Sandwich del Sur. En el interior de la Cuenca de Scotia se observa la traza del eje de expansión que dejó de actuar hace al menos 9 Ma (British Antarctic Survey, 1985). Por otra parte, en la Cuenca de Weddell pueden observarse los *herring bone patterns* de las anomalías gravimétricas. Al sur de 65°S y en la parte oriental de la Península Antártica, la resolución de la imagen es inferior debido a la presencia de grandes cantidades de hielo marino.

Durante la campaña de geología y geofísica marinas "Scotia 92", realizada en Febrero de 1992, se estudió la morfoestructura, el registro sedimentario y la evolución reciente del borde suroeste del Arco de Scotia y su relación con las cuencas adyacentes (Fig. 1). El área estudiada está comprendida entre el sector septentrional de la Cuenca de Bransfield y el segmento occidental de la Dorsal Sur de Scotia entre las islas Elefante y Orcadas del Sur (Fig. 2). En este artículo se discute en especial la relación entre la Cuenca de Bransfield y la Dorsal Sur de Scotia.

ANTECEDENTES

Desde hace unos años y bajo el impulso, principalmente, del SCAR (*Scientific Committee on Antarctic Research*), en el plano internacional, y del Plan Nacional Antártico, en el plano nacional, diferentes grupos españo-

les han participado en el estudio de la geología de la Antártida Occidental. En esta tarea se ha contado con el apoyo logístico de la Base Antártica Española, con el B/O Las Palmas de la Armada Española y con otros buques en alguna ocasión, y desde 1991, con el BIO Hespérides.

A partir de 1986, el Departamento de Geología Marina del Instituto Español de Oceanografía (I.E.O.) ha venido desarrollando campañas oceanográficas en la región, centrandó su interés en el estudio geológico-geofísico del Estrecho de Bransfield y del Mar de Scotia. "Scotia 92", la última de estas campañas y primera realizada a bordo del BIO Hespérides, ha representado un avance significativo en relación con las características y el volumen de datos obtenidos anteriormente.

En las campañas antárticas del IEO en Geología Marina anteriores a "Scotia 92", (Antártida 86-11, Exantarte 88-89, 89-90 y 90-91), se obtuvieron perfiles de sismica de reflexión monotraza complementados ocasionalmente con sonografías y perfiles de magnetometría. La mayor parte de los datos corresponden a la Cuenca de Bransfield, y sólo en la campaña Antártida 86-11 se obtuvieron registros en diferentes puntos del Arco de Scotia, incluyendo sectores de las Dorsales Norte y Sur, y del archipiélago de las Sandwich del Sur. Estos perfiles, y en especial los de la Cuenca de Bransfield, ya han sido ampliamente divulgados (Acosta y Herranz, 1989; Acosta *et al.*, 1989, 1992a, 1992b)

METODOLOGIA

Durante la campaña "Scotia 92" se obtuvieron perfiles batimétricos de sonda multihaz, de sismica de reflexión multicanal y de magnetometría (Grupo ORCA, 1992). Para la realización de este artículo se ha dispuesto, además, de datos gravimétricos cedidos por la NOAA (National Oceanographic Data Center, 1990).

- Los perfiles de sonda multihaz y batimetría se han adquirido utilizando un sistema de sondas Simrad EM-12, EM-1000 y EA500. En un sector cuyas dimensiones aproximadas son de 150 x 50 km se ha efectuado una cobertura batimétrica del 100% (Fig. 2), realizándose 36 perfiles orientados N-S y espaciados de 1,5 a 2 millas.
- Se han registrado 1.500 km de perfiles de sismica multicanal. Como emisor se ha utilizado una sarta de siete cañones de aire, con volúmenes comprendidos entre 55 y 336 pulgadas cúbicas, totalizando 942 pulgadas y disparando a una presión de 2.000 libras por pulgada. Para el control del sistema y la captación y registro de la señal se ha empleado un equipo Texas Instruments DFSV de 96 canales. El hidrófono con una longitud total de 1.200 m, estaba constituido por tramos activos

SCOTIA ARC

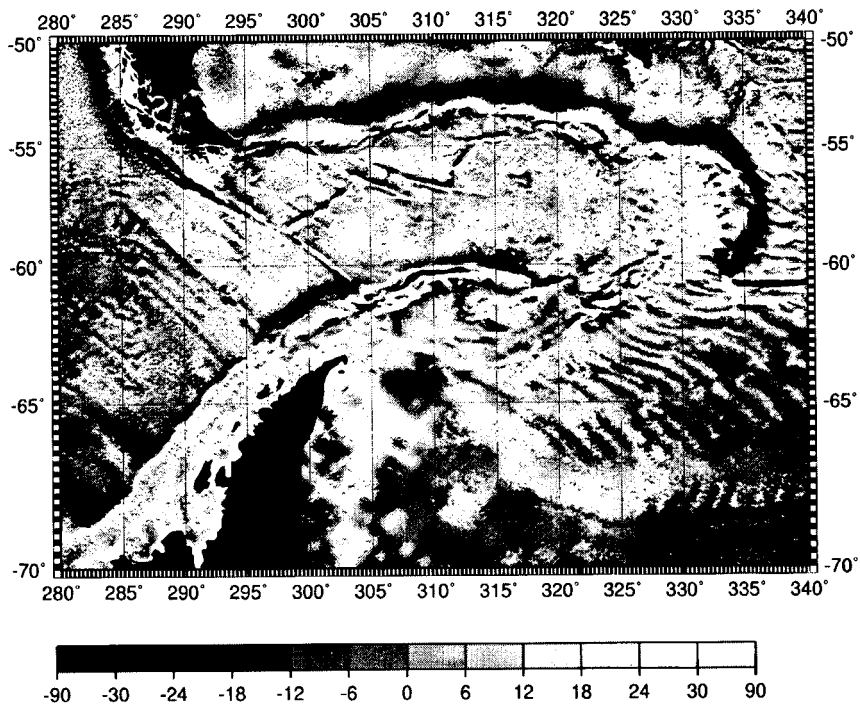


Figura 1.- a) Anomalías gravimétricas marinas del Arco de Scotia a partir de datos del satélite GEOSAT. Las variaciones de gravedad se presentan en niveles de grises, entre +90 y -90 mGal.

Figure 1.- a) Marine gravity anomalies of the Scotia Arc from GEOSAT satellite data. Gravity variations are shown by different grey levels, between +90 and -90 mGal.

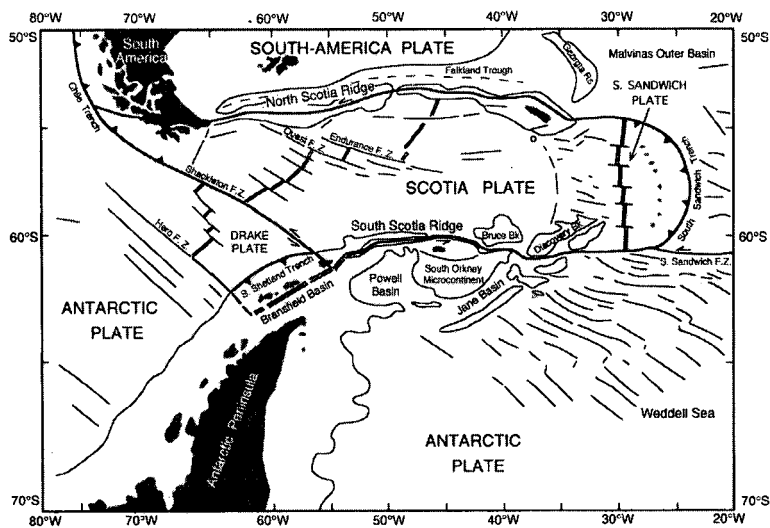


Figura 1.- b) Esquema tectónico interpretativo a partir de la imagen de la Fig. 1a, en el que se observa la configuración actual de las placas y las principales morfoestructuras. En trazo más grueso, los límites de placa.

Figure 1.- b) Interpretative tectonic sketch with the present-day plate location and main morphologic structures. Plate boundaries are marked by a thick line.

de 12,5 m con 6 hidrófonos cada uno. Simultáneamente al registro digital del conjunto de canales se obtenía el registro analógico impreso correspondiente al noveno canal. Los perfiles de sísmica que se presentan aquí corresponden a éstos últimos registros, puesto que se está realizando el procesado de las bandas magnéticas de los registros sísmicos en 96 canales.

- La intensidad del campo magnético total se ha medido con un magnetómetro marino de protones remolcado por la popa. Los perfiles de magnetismo se registraron en gauss por minuto. Actualmente se están tratando los datos brutos para obtener las anomalías magnéticas.
- Los datos de la anomalía gravimétrica al aire libre de la zona de estudio, como ya se ha dicho anteriormente, proceden de la NOAA. Estos datos cubren el área situada entre 60°S y 72°S. La anomalía gravimétrica ha sido calculada a partir de datos altimétricos del satélite GEOSAT, misión ERM (Sandwell y McAdoo,

1988, 1990) utilizando la transformación inversa Vening Meinesz (Marks, 1991).

CONTEXTO GEOLOGICO

La Cuenca de Bransfield

La Cuenca de Bransfield, situada al suroeste del Arco de Scotia, es una cuenca de extensión que separa las islas Shetland del Sur de la parte septentrional de la Península Antártica (Figs. 1 y 2). La cuenca, de edad Terciaria superior a Cuaternaria, es uno de los pocos ejemplos modernos de cuenca marginal dentro de un arco ensiálico (Keller y Fisk, 1992).

El contexto geodinámico en el que la Cuenca de Bransfield está enclavada es extremadamente complejo (Craddock, 1982; British Antarctic Survey, 1985). El margen occidental de la Península Antártica ha sido una

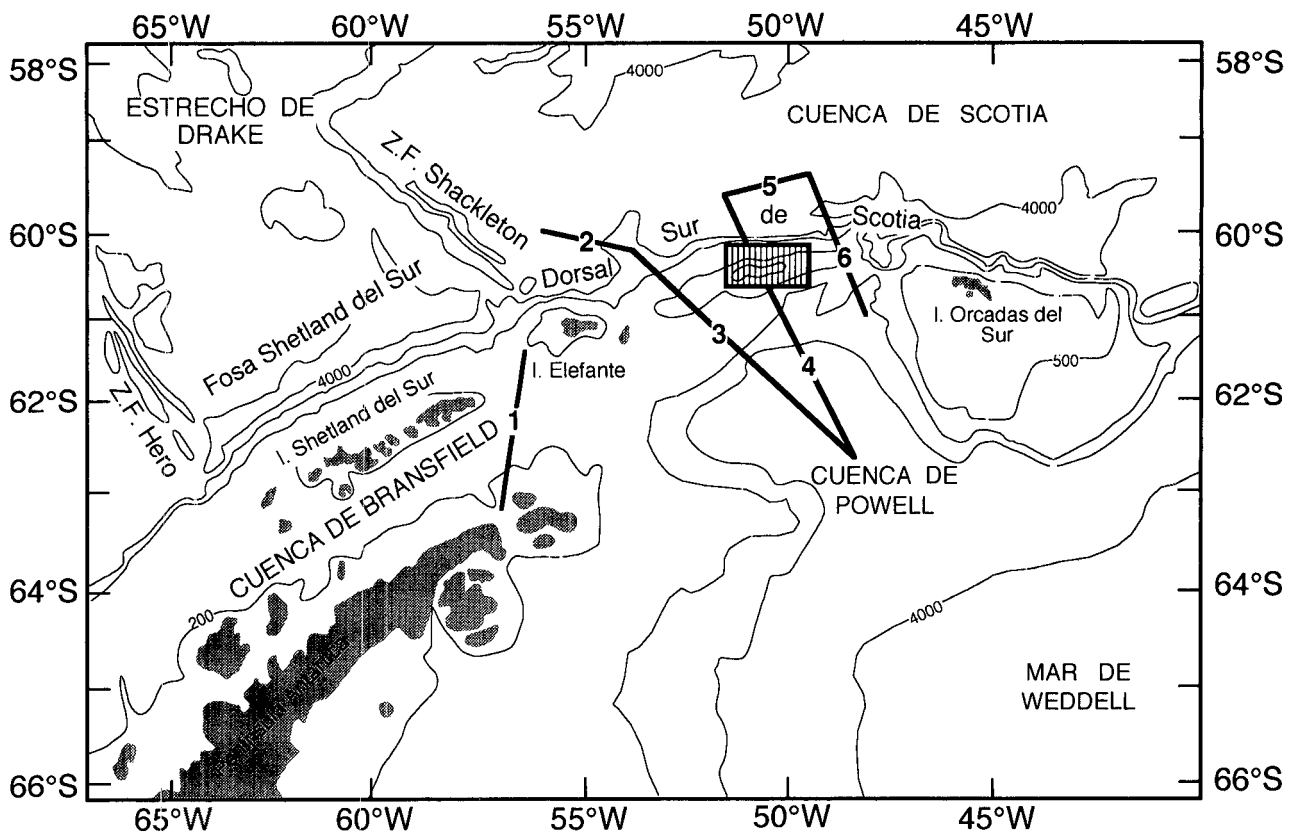


Figura 2.- Mapa batimétrico simplificado (profundidades en m) de la zona de estudio y situación de los perfiles realizados durante la campaña "Scotia 92". Enmarcada, la zona de cobertura batimétrica total con multihaz.

Figure 2.- Simplified bathymetric map of the study zone and location of the profiles recorded during "Scotia 92" cruise. Highlighted box corresponds to 100% swath bathymetric coverage.

zona de subducción continuada desde el Jurásico hasta finales del Terciario (Barker, 1982; Barker y Dalziel, 1983). Estudios de las anomalías magnéticas marinas han mostrado que desde 50 Ma hasta hace 4 Ma se ha producido una sucesión de colisiones dorsal-fosa a lo largo de la costa occidental de la Península Antártica (Herron y Tucholke, 1976; Barker, 1982; Larter y Barker, 1991). Durante todo este período, la nueva corteza oceánica que se creaba en el límite de placas Phoenix-Antártica se subducía progresivamente al llegar a la fosa (Barker, 1982). Al colisionar la dorsal con la fosa, la expansión y la subducción dejaban de actuar, eliminando la topografía de la fosa de manera que el margen devenía pasivo (Larter y Barker, 1991).

Barker y Dalziel (1983) postulan el inicio del estadio de rifting en la Cuenca de Bransfield hace 4 Ma. Roach (1978), a partir de la interpretación de anomalías magnéticas marinas, considera que la expansión se inició hace 1,3 Ma. Los mecanismos focales de terremotos detectados en la Cuenca de Bransfield son predominantemente extensionales, produciéndose a lo largo de una cadena de volcanes submarinos de dirección SW-NE (Forsyth, 1975; Pelayo y Wiens, 1989). El volcanismo y la sismicidad presentes a lo largo del eje de la cuenca (Weaver *et al.*, 1979; Saunders y Tarney, 1982; Pelayo y Wiens, 1986; Fisk, 1990) indican que la Cuenca de Bransfield es un rift activo, en el que la actividad volcánico-tectónica aún se está desarrollando (Grad *et al.*, 1992). Además, el adelgazamiento de la corteza bajo el eje de la cuenca (Ashcroft, 1972; Guterch *et al.*, 1991), y la presencia de una anomalía gravimétrica positiva (Davey, 1972), pueden corroborar estas ideas. Respecto a la expansión, se ha descrito también una actividad hidrotermal asociada (Han y Suess, 1987).

La inexistencia de la zona de Benioff bajo la cuenca y la aparente falta de volcanismo de arco post-Mioceno en las islas Shetland del Sur, impiden clasificar a la Cuenca de Bransfield como cuenca de tras-arco (Karig, 1974). No obstante, este es aún un punto de discrepancia, ya que mientras algunos autores (Alabaster y Storey, 1990; Jeffers y Anderson, 1991; Kim *et al.*, 1992) consideran a la Cuenca de Bransfield como cuenca de tras-arco, Keller y Fisk (1992) y Barker y Austin (submitted) la definen simplemente como una cuenca marginal.

Morfológicamente, Jeffers y Anderson (1991) diferencian tres sub-cuencas en el interior de la Cuenca de Bransfield: occidental, central y oriental, las cuales aumentan de profundidad y se estrechan progresivamente hacia el noreste. En ellas, la sedimentación está dominada por los procesos glacio-marinos.

La Dorsal Sur de Scotia

Los mecanismos focales a lo largo de la Dorsal Sur de Scotia muestran un movimiento cizallante de dirección E-

W y con sentido senestral, aunque también se han identificado elementos en extensión. Por otro lado, llama la atención el hecho de que el microcontinente de las Orcadas del Sur, situado en una posición central en la Dorsal Sur de Scotia, no muestre ningún signo de tectonismo o volcanismo reciente (Dalziel, 1989). Parece ser, pues, que los eventos localizados en la Dorsal Sur de Scotia están relacionados con movimientos de transtensión y con el desarrollo de pequeñas cuencas de *pull-apart* dentro de una corteza casi-continental (Pelayo y Wiens, 1989).

De acuerdo con el esquema tectónico de la región (British Antarctic Survey, 1985), Dalziel (1989) sugiere una tasa de 10 cm/a para el citado movimiento senestral, con componente extensional en la Dorsal Sur de Scotia.

El tramo más occidental de la Dorsal Sur de Scotia, situado entre las islas Elefante y Orcadas del Sur, ha sido objeto de estudios a gran escala llevados a cabo por Watters (1972). En su descripción de la Dorsal Sur de Scotia, este autor menciona dos crestas subparalelas (crestas norte y sur, respectivamente) separadas por una profunda fosa. Comparando ambas crestas, Watters (1972) observó que la velocidad del basamento sísmico es mucho más baja en la cresta sur que en la norte. También respecto al magnetismo hay un claro contraste entre la cresta norte, relativamente tranquila, y la cresta sur, fuertemente magnetizada. En la cresta sur se ha observado, asimismo, una anomalía gravimétrica de Bouguer negativa, que indicaría la presencia en profundidad de material de baja densidad cuya potencia iría aumentando hacia el este, de acuerdo con los datos de sísmica (Watters, 1972). Además, durante la apertura oligocena de la cuenca de Powell, la cresta sur de la Dorsal Sur de Scotia debió funcionar como un margen de *strike-slip* (King y Barker, 1988).

La configuración actual de la Dorsal Sur de Scotia, así como la truncación longitudinal de sus rasgos geofísicos, sugieren una fragmentación reciente de una antigua área continental compacta (Watters, 1972).

PRINCIPALES RESULTADOS

En este apartado se presentan los resultados obtenidos en una primera fase de explotación y estudio de los perfiles batimétricos, sísmicos y magnéticos obtenidos durante la campaña "Scotia 92" (Fig. 1) entre el sector occidental de la Dorsal Sur de Scotia y la Cuenca de Bransfield próxima. Se incluyen, además, nuevos datos gravimétricos de altimetría satelitaria.

Gravimetría

La anomalía gravimétrica al aire libre se encuentra dominada fundamentalmente por la batimetría del fondo

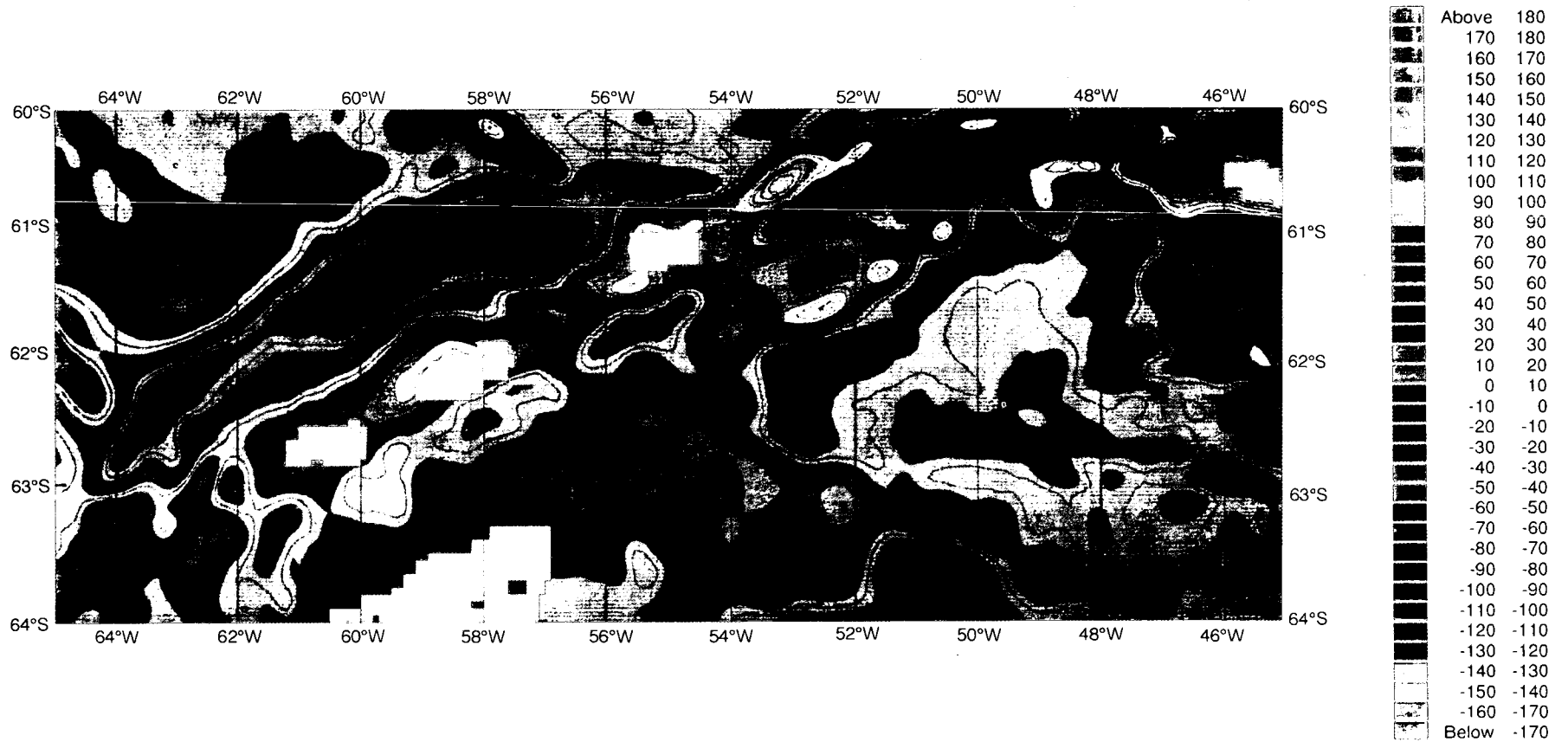


Figura 3.- a) Mapa gravimétrico de las anomalías al aire libre de la zona de estudio, las cuales oscilan entre +180 y -170 mGal.

Figure 3.- a) Free-air anomaly map of the study zone. Gravity values changes from +180 to -170 mGal.

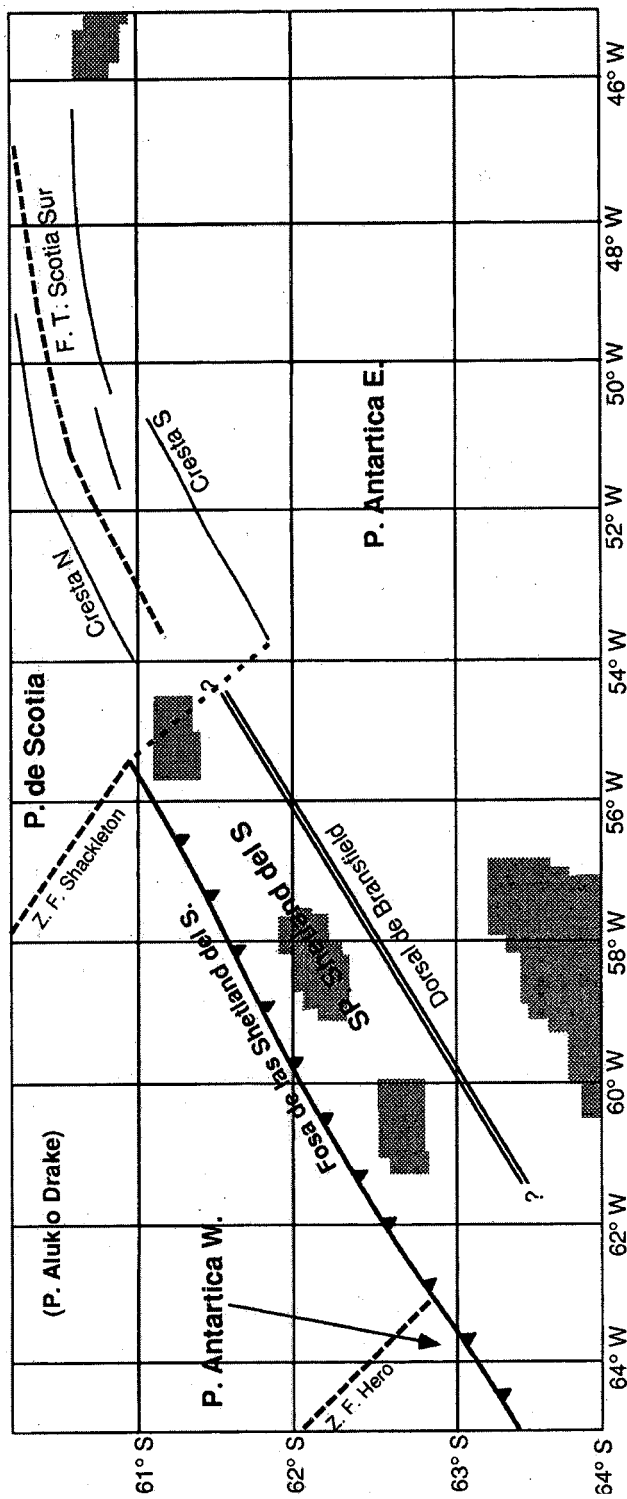


Figura 3.- b) Esquema interpretativo realizado a partir del mapa de anomalías gravimétricas.

Figure 3.- b) Interpretative sketch.

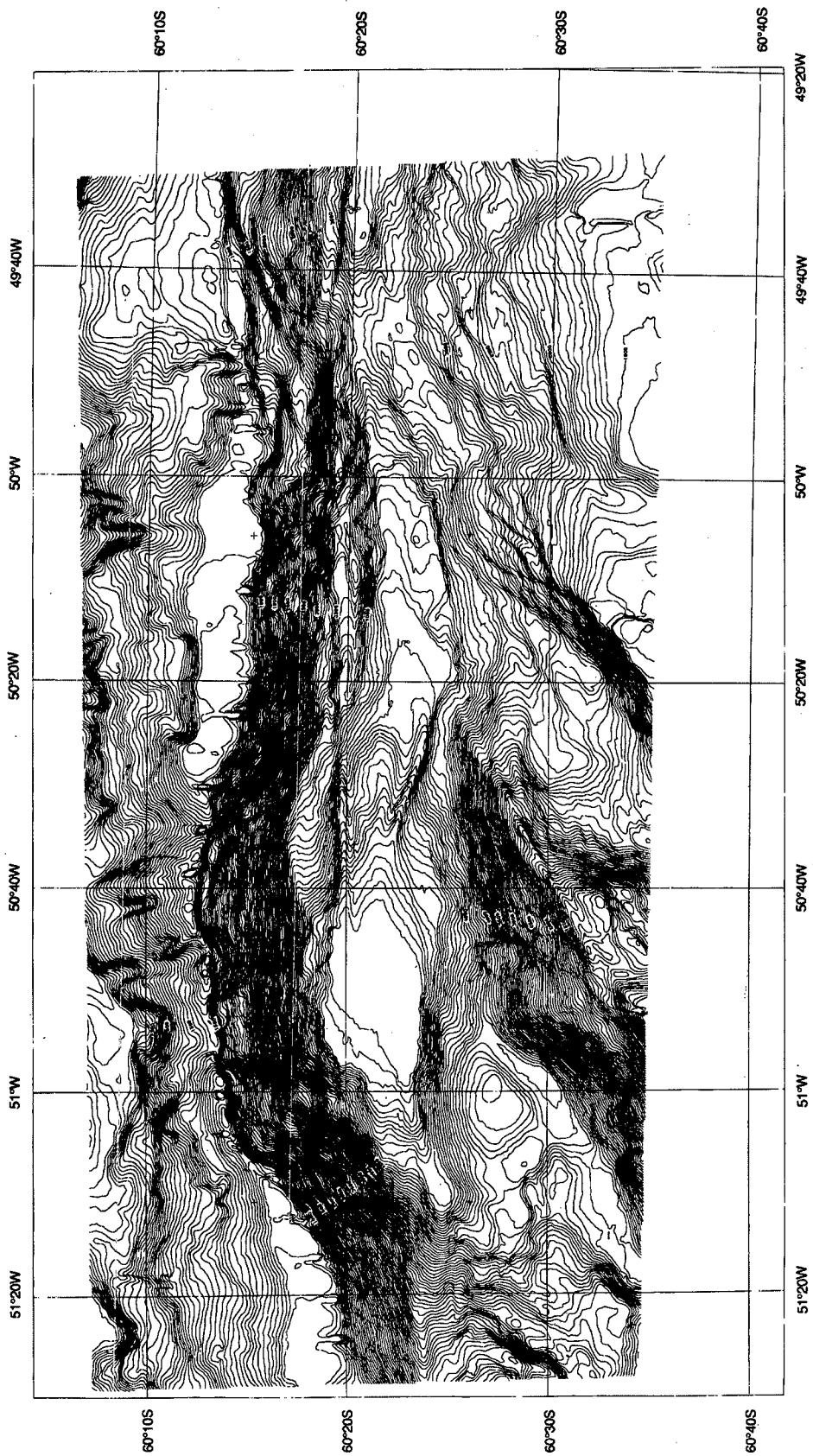


Figura 4.- a) Mapa batimétrico de la Fosa Hespérides. La equidistancia entre isóbatas es de 50 m.

Figure 4.- a) Bathymetric map of the Hespérides Deep. Isobath contour interval 50 m.

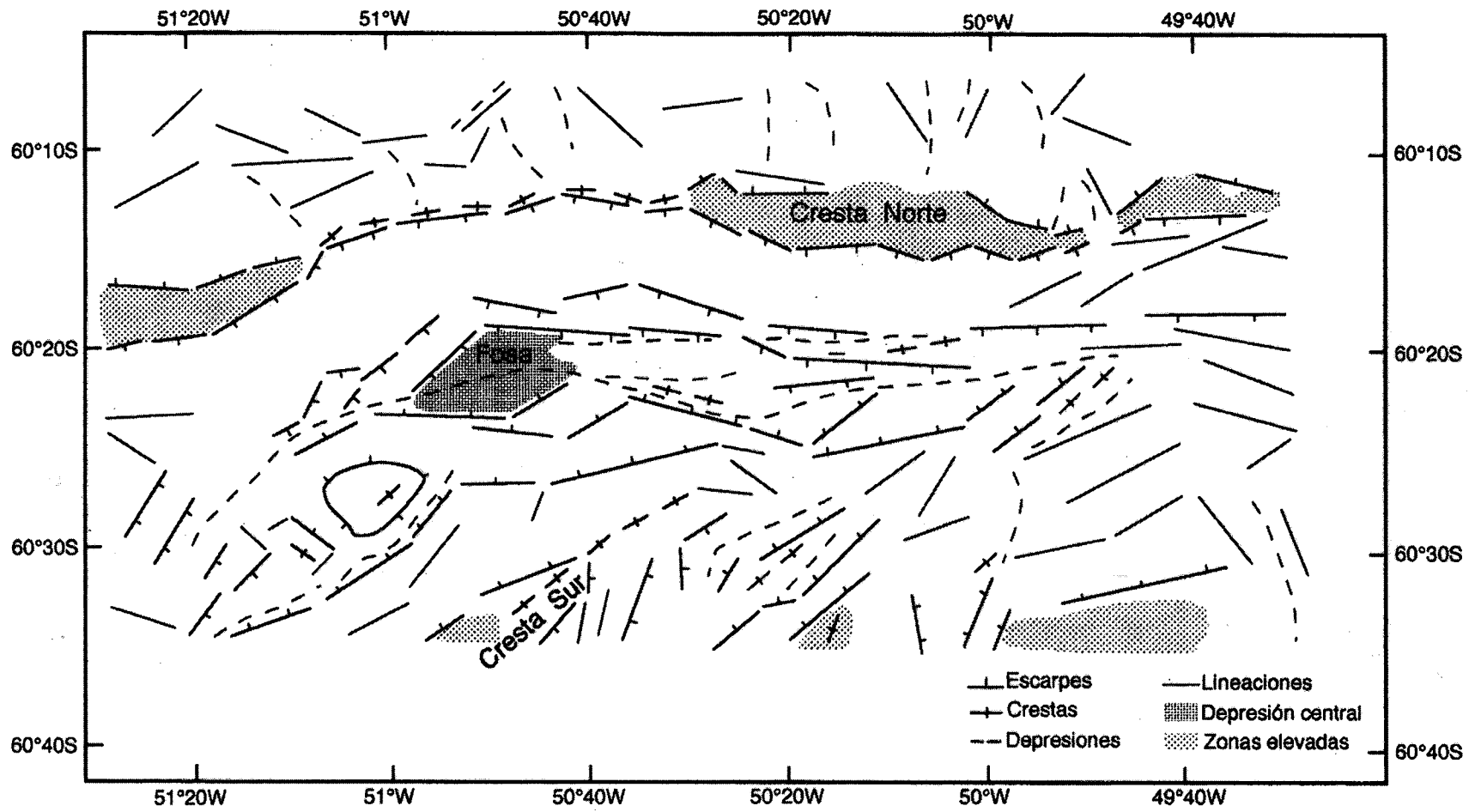


Figura 4.- b) Mapa morfoestructural interpretativo de la Fosa Hespérides.

Figure 4.-b) Morphostructural map of the Hespérides Deep.

oceanico, por lo que la Fig. 3a se puede asimilar a un mapa batimetrico de la zona de estudio.

Así, los principales elementos morfoestructurales que constituyen la Cuenca de Bransfield son claramente visibles (Fig. 3b). Se observan las tres subcuencas identificadas por Jeffers y Anderson (1991): occidental, central y oriental, separadas por umbrales someros. El eje de la cuenca casi no presenta anomalía al aire libre (entre 0 y 20 mGal). La fosa de las Shetland, presenta una anomalía negativa muy importante (-130 mGal), mientras que las islas Shetland del Sur tienen asociada una anomalía positiva de 100 mGal. Las zonas de fractura de Hero y Shackleton, que delimitan la Cuenca de Bransfield por el sur y el norte, respectivamente, quedan bien marcadas por anomalías positivas de hasta 80 mGal. Se observa, también, la colisión de la zona de fractura de Shackleton con la fosa de las Shetland.

Los datos de gravimetría muestran también, que al este de la isla Elefante, la Dorsal Sur de Scotia presenta dos crestas bien marcadas, cresta norte (+140 mGal) y cresta sur (+110 mGal), separadas por una depresión. Tanto las crestas como la depresión pasan de una dirección NE/SW en su extremo occidental a una dirección W-E aproximadamente a 51°W de longitud. Es precisamente aquí donde la depresión presenta su máxima anomalía negativa, con -150 mGal, en la posición ocupada por la Fosa Hespérides (cf. aptdo. "Batimetría multihaz"). Más hacia el este, siguiendo la misma dirección W-E, a 48°W, se observa otra gran depresión caracterizada también por una fuerte anomalía negativa.

La Cuenca de Powell es, graviméricamente, una zona tranquila, prácticamente sin anomalías. En el borde septentrional de la cuenca, cerca de la marcada topografía del microcontinente de las Orcadas del Sur (Barber *et al.*, 1991), las anomalías devienen mayores, hasta llegar a un máximo de +190 mGal.

Batimetría multihaz

En el área situada entre 51°30W-49°30W y 60°05S-60°37S se ha realizado una cobertura batimétrica completa (Fig. 2). En el mapa batimétrico que aquí se presenta (Fig. 4a), con una equidistancia de las isóbatas de 50 m, se puede distinguir claramente una depresión de más de 5000 m de profundidad, de ahora en adelante llamada Fosa Hespérides, jalonada por dos crestas, una al norte y otra al sur. La orientación general del eje de la fosa es aproximadamente E-W en el tramo central, entre 50°20W y 51°W. Hacia el oeste, a partir de 51°W, la dirección de la fosa pasa a ser N30-N45. Asimismo, al este de 50°W su dirección es de N75, aproximadamente.

El estudio detallado del mapa batimétrico revela la existencia de numerosos escarpes rectilíneos que aquí

interpretamos como fallas. Así, en el mapa morfoestructural de la Fosa Hespérides (Fig. 4b) se pueden observar las principales estructuras que constituyen esta zona. Las dimensiones de la depresión central de la fosa, de forma romboidal y cerrada por la isóbata de 5300 m, son de 17 km de largo por 10 km de anchura. El eje de la fosa, aquí orientado ENE-WSW, va disminuyendo en profundidad hacia los extremos, más allá de la depresión central *s.str.*

La cresta norte, prácticamente paralela al eje de la fosa, ha sido cartografiada a lo largo de una longitud total de 120 km, entre 51°30W y 49°30W. Su dirección varía de N70, en el tramo más occidental, cambiando a N95 hacia la longitud 50°50W. La anchura de la parte somital de la cresta varía entre 7 km y centenares de metros, presentando una profundidad mínima inferior a 500 m en las partes más anchas. Su flanco norte es de pendiente relativamente suave, mientras que el flanco sur, de 4500 m de desnivel, limita con la Fosa Hespérides a través de un abrupto talud de 27° de gradiente medio.

La cresta sur, ligeramente oblicua respecto a la fosa, tiene un carácter discontinuo, habiéndose cartografiado un tramo de 35 km de largo entre 50°25W y 50°55W. Su dirección predominante es de N45 y su profundidad mínima es de 600 m. El talud norte, limítrofe con la Fosa Hespérides, presenta una pendiente más suave que el talud equivalente en la cresta norte, con valores máximos de hasta 16°.

En ambas crestas, pero especialmente en la cresta norte, destaca la presencia de unas extensas plataformas somitales cerradas la mayoría de las veces por la isóbata de 600 m.

Sísmica de reflexión

Durante la campaña "Scotia 92" se han realizado 6 perfiles de sísmica de reflexión que atraviesan la Cuenca de Bransfield (perfil 1) y la Dorsal Sur de Scotia (perfiles 3, 4 y 6). Otros dos perfiles de enlace (perfiles 2 y 5), en la Cuenca de Scotia, completan el conjunto (ver situación en Fig. 2).

El perfil 1 (Fig. 5), de orientación NNE-SSW, atraviesa la subcuenca central de la **Cuenca de Bransfield** y muestra sus estructuras características, ya descritas con anterioridad por González-Ferrán (1985) y Acosta *et al.* (1992b). En el sector norte del perfil se observa el abrupto margen meridional de las islas Shetland del Sur, con un desnivel de más de 1.000 m. En el lado opuesto, se sitúa el margen continental de la Península Antártica, más elevado y con una pendiente media mucho más suave, solo interrumpida por un marcado escalón morfológico, aproximadamente a 62°30S y 56°45W (a las 05h00). Más allá del borde de la plataforma, adosado a la Penín-

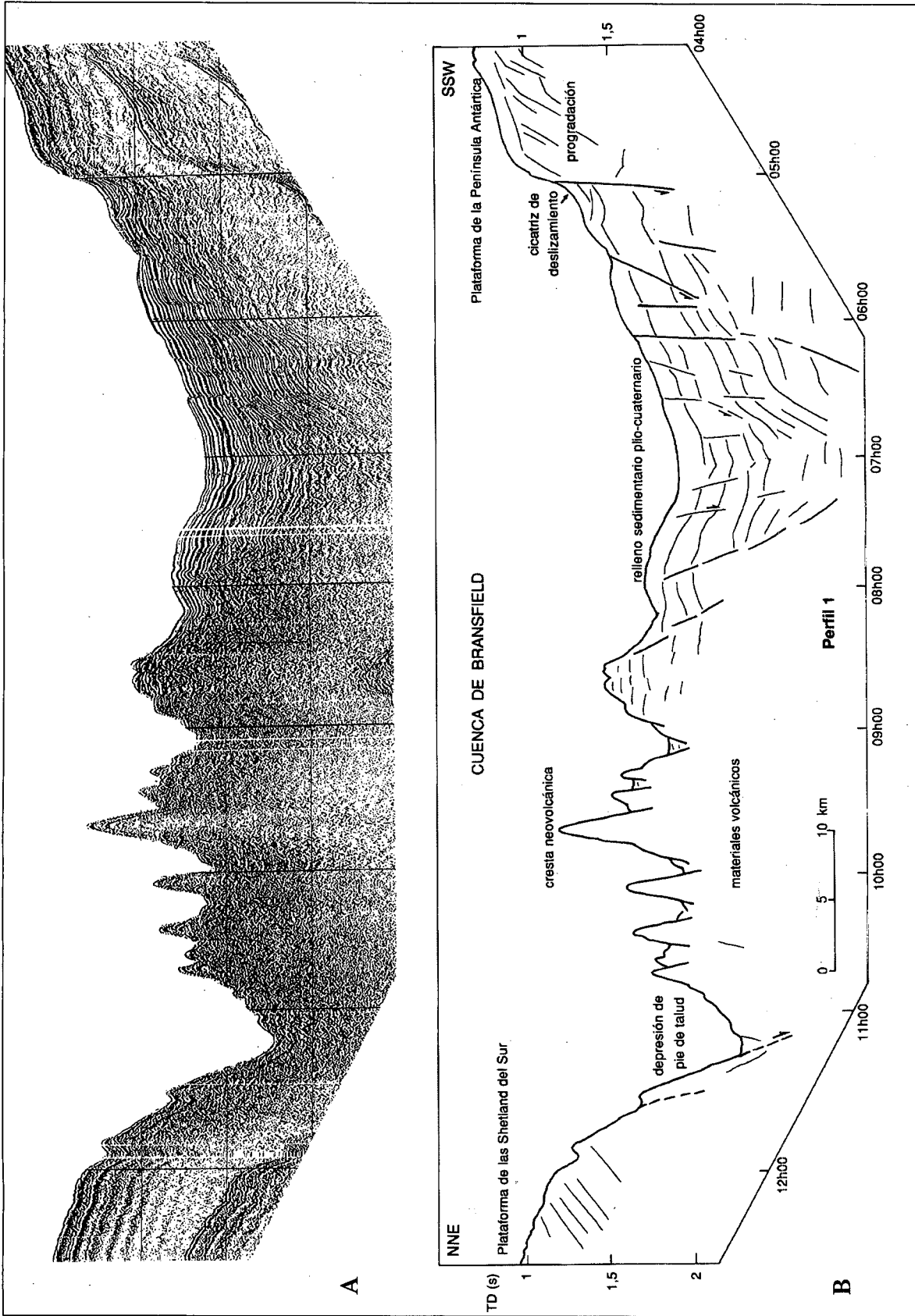
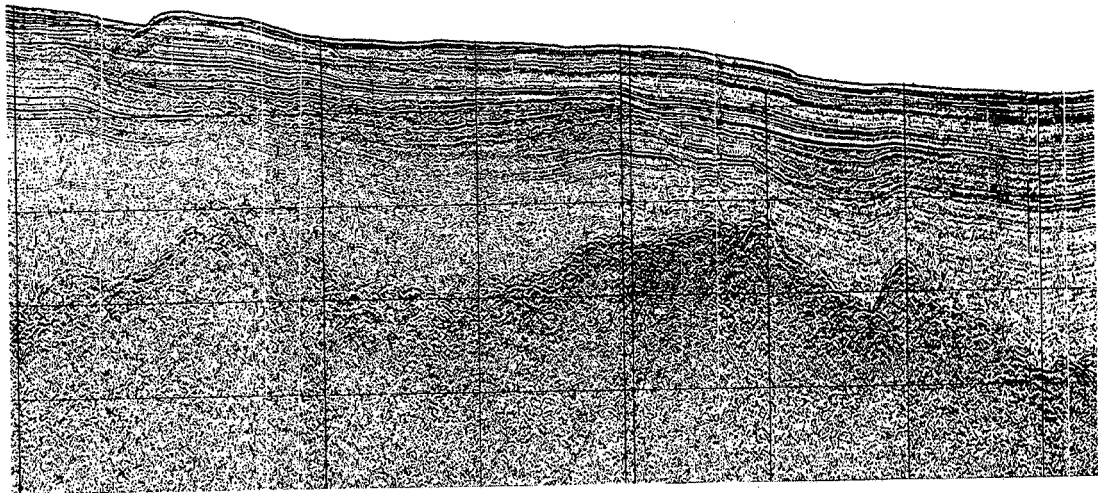
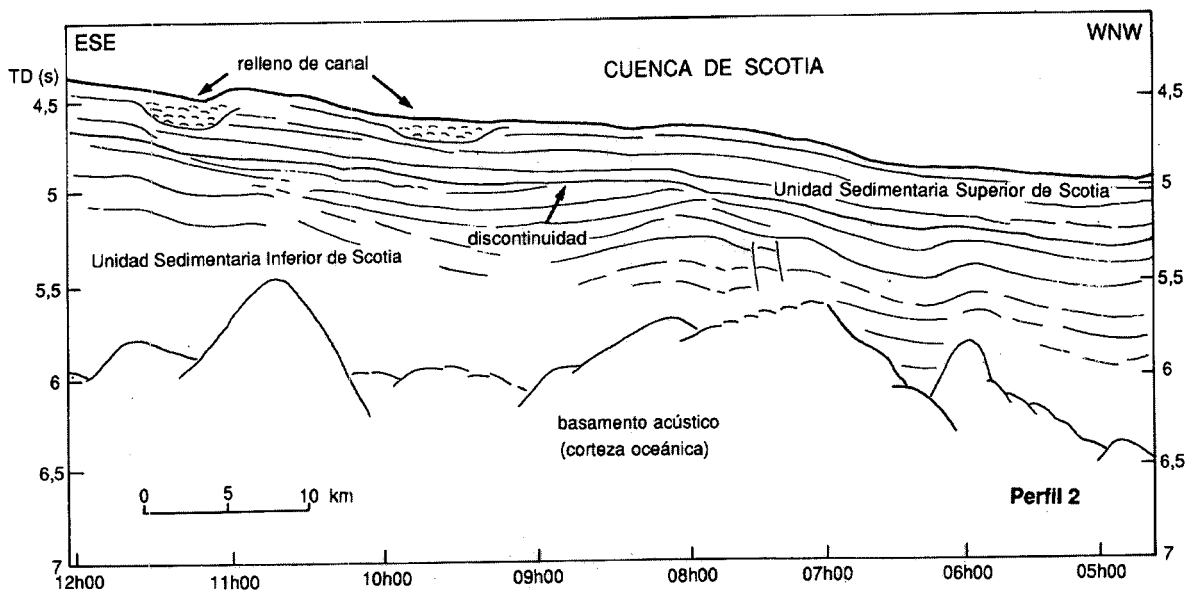


Figura 5.- a) Perfil sísmico 1, correspondiente a la Cuenca de Bransfield. b) Interpretación.

Figure 5.- a) Seismic profile number 1. b) Interpretation.



A



B

Figura 6.- a) Perfil sísmico 2, correspondiente a la Cuenca de Scotia. b) Interpretación.

Figure 6.- a) Seismic profile number 2. b) Interpretation.

sula Antártica, se desarrolla un relleno sedimentario plio-cuaternario bien estratificado, afectado por numerosas fallas y con evidencias de inestabilidad sedimentaria (Grupo O.R.C.A., 1992). En la parte central del perfil aparecen materiales con facies opaca, dando lugar a una morfología submarina muy accidentada (Figs. 5a y b).

Los perfiles 2 a 6 atraviesan las Cuencas de Scotia y Powell separadas por la Dorsal Sur de Scotia (Fig. 2). A continuación se caracterizan las unidades geológicas diferenciadas desde el basamento acústico hasta el lecho marino actual, así como las estructuras que forman este límite de placas.

En la **Cuenca de Scotia** se diferencian las siguientes unidades:

- *Basamento acústico*, sin reflectores internos, muy fracturado, y estructurado en bloques formando horsts y grabens. El techo del basamento se encuentra a profundidades comprendidas entre 5,4 y 6,5 segundos. La interfase entre el basamento y el recubrimiento sedimentario suprayacente muestra una reflexión discontinua, de debil amplitud y de facies hiperbólica (Figs. 6 y 7). Este basamento está constituido con toda probabilidad por corteza oceánica (Larter y Barker, 1991).

Por encima del basamento existe un recubrimiento sedimentario cuya potencia es muy variable (entre 0,72 s y 1,2 s), el cual puede subdividirse en:

- *Unidad Sedimentaria Inferior de Scotia (USIS)*, de 0,5 a 1 s de potencia, que tiende a fosilizar progresivamente el relieve del basamento. En el perfil 2 se puede diferenciar incluso una subunidad basal o infrayacente con facies acústica semitransparente y escasos reflectores, discontinuos lateralmente; dicha subunidad se adelgaza hacia el oeste (Fig. 6). La subunidad superior está constituida, en cambio, por una intercalación entre paquetes bien estratificados, concordantes, de fuerte amplitud y bastante continuidad, y paquetes con facies caótica, como los visibles entre las 08h00 y las 10h00. Las facies caóticas, no obstante, pasan lateralmente a reflectores bien estratificados semi-transparentes, como se aprecia a las 12h00 del perfil 2. Estas subunidades no han podido ser diferenciadas en los perfiles 5 y 6, en los cuales todo el caracter sísmico del recubrimiento sedimentario es distinto (Fig. 7), con reflectores lateralmente discontinuos y de fuerte amplitud afectados por fallas con grados de desarrollo dispares, que confieren al conjunto un aspecto ondulado, extensible a la propia morfología del fondo marino (Fig. 7).

A techo, la unidad sedimentaria inferior está erosionada según una discontinuidad de ángulo bastante bajo,

aunque las truncaciones de algunos reflectores contra esta discontinuidad son manifiestos (Fig. 6).

- *Unidad Sedimentaria Superior de Scotia (USSS)*, de 0,3 s de espesor medio, concordante con la discontinuidad basal que la separa de la Unidad Sedimentaria Inferior. En general, los reflectores son muy continuos lateralmente y bien estratificados. Localmente, se observan cerca de la superficie rellenos de canal caracterizados por facies caótica. Esta unidad esta afectada por algunas fracturas post-deposicionales, afectando no sólo a la Unidad Superior sino que también se extienden hacia la Unidad Sedimentaria Inferior. Por su posición respecto a la estructura del basamento, estas fallas lístricas podrían estar asociadas con episodios de reactivación de fracturas profundas.

Al sur de la Cuenca de Scotia se sitúa la **Dorsal Sur de Scotia**, una gran estructura, de elevado relieve, en la que localmente se ha obtenido penetración sísmica. Ello indicaría un recubrimiento sedimentario escaso, confinado a lugares concretos (Fig. 8). La anchura total de la Dorsal Sur de Scotia varía entre 100 y 150 km, contados entre los límites externos de la estructura, al pie del relieve que forma, y está compuesta por dos crestas separadas por una profunda depresión (cf. aptdo. "Batimetría Multihaz").

La cresta norte, de 35 a 60 km de ancho, contados también en la base de la misma, culmina a profundidades variables, en general entre 500 y 1.000 m. No obstante, localmente, se desarrollan plataformas a algo menos de 500 m de profundidad (British Antarctic Survey, 1985). La cresta sur, más ancha, y dislocada, tiene en los perfiles obtenidos como mínimo 75 km de anchura por la base, y culmina a profundidades próximas a los 750 m. No obstante, el mapa del British Antarctic Survey (1985) muestra que localmente la profundidad somital es inferior.

Se ha observado que la vertiente más abrupta de las crestas mira hacia el interior de la fosa que las separa. El recubrimiento sedimentario de la cresta norte está orientado hacia el norte y es lateralmente muy discontinuo. Al pie del borde externo de la cresta norte, se desarrolla una cubeta con fondo plano, rellena por un paquete sedimentario de 1,2 s de grosor. En la cresta sur se observa un recubrimiento sedimentario que progresa hacia el núcleo de la cresta, con una potencia mínima de 0,7 s (Fig. 8). En ambas crestas se distinguen numerosas fallas normales paralelas a la dirección de las estructuras, con saltos que, en general, oscilan entre 100 y 200 m, aunque hacia los bordes de las crestas, éstos pueden ser mucho mayores (Fig. 8). Todas estas fallas buzcan en dirección al eje de la dorsal, ocupado por la depresión central.

La depresión central presenta un perfil asimétrico, y tiene un fondo plano, formado por un relleno sedimentario

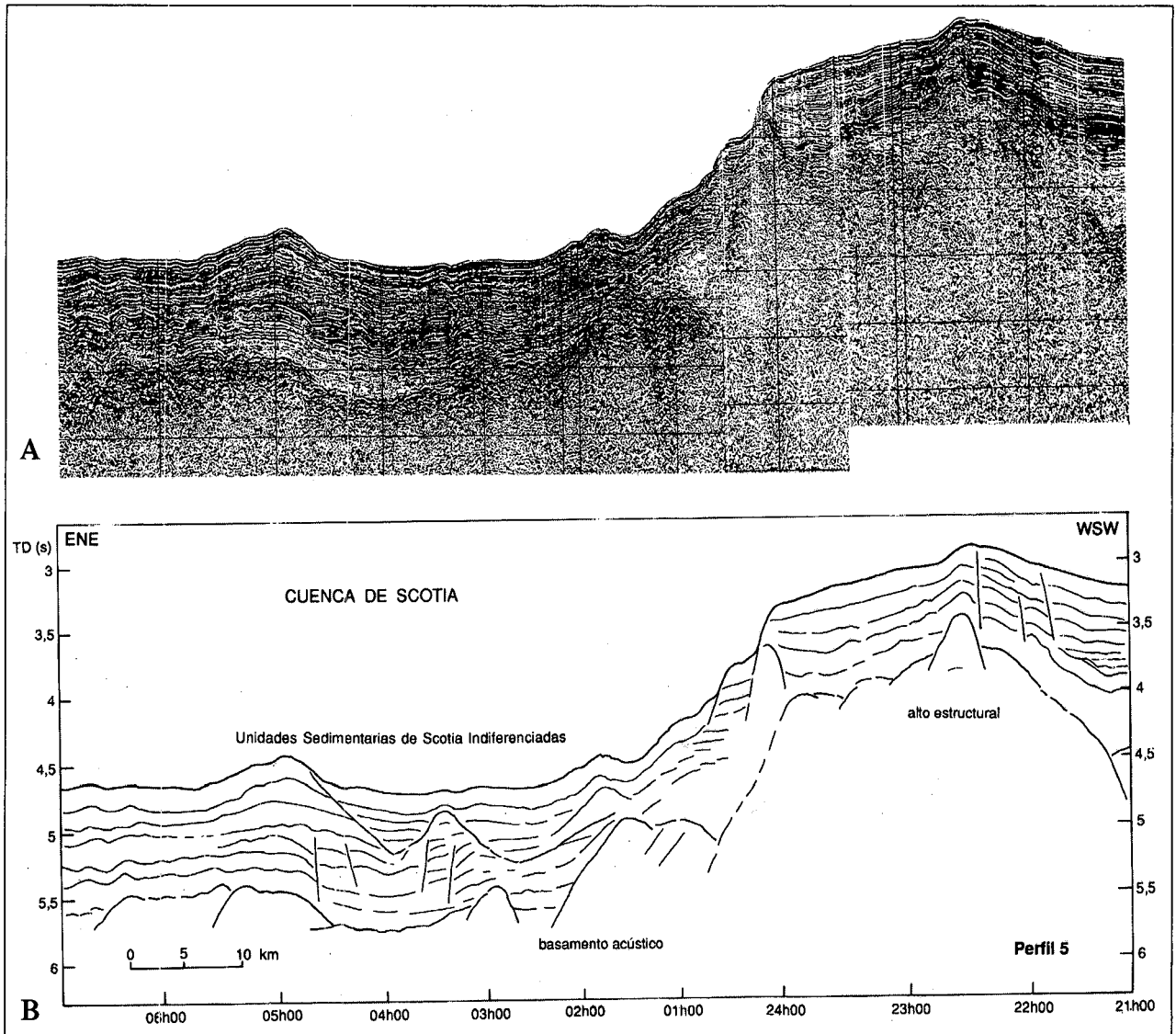


Figura 7.- a) Perfil sísmico 5, correspondiente a la Cuenca de Scotia. b) Interpretación.

Figure 7.- a) Seismic profile number 5. b) Interpretation.

rio (Fig. 8). En el perfil 4 se observa un montículo adosado en este caso a la cresta sur que por su facies sísmica, ligeramente estratificada, parece ser de naturaleza sedimentaria. Al pie de dicho montículo se halla propiamente el fondo plano de la Fosa Hespérides. Su anchura aparente (los perfiles sísmicos son ligeramente oblicuos al eje de la misma) varía desde unos 30 km en el borde superior hasta unos 3 km en el sector más profundo (Fig. 8). El borde superior de la cresta sur, en el perfil 3, tiene una morfología muy irregular, posiblemente debida a procesos de inestabilidad sedimentaria.

Al sur de la Dorsal Sur de Scotia se sitúa la **Cuenca de Powell**, de contorno groseramente semi-circular y

abierto al sur hacia el Mar de Weddell. Los perfiles 3 y 4 cruzan la Cuenca de Powell desde su margen septentrional hasta, aproximadamente, el centro de la misma.

En el relleno de la Cuenca de Powell se distingue la siguiente serie sismoestratigráfica:

- **Basamento**, de facies sísmica sorda, situado entre 6,5 y 6 s de profundidad. El techo del basamento corresponde a un relieve accidentado con facies hiperbólica. El mismo va siendo fosilizado, desde los sectores más deprimidos hasta los más elevados, por materiales sedimentarios progresivamente más jóvenes (Fig. 9).

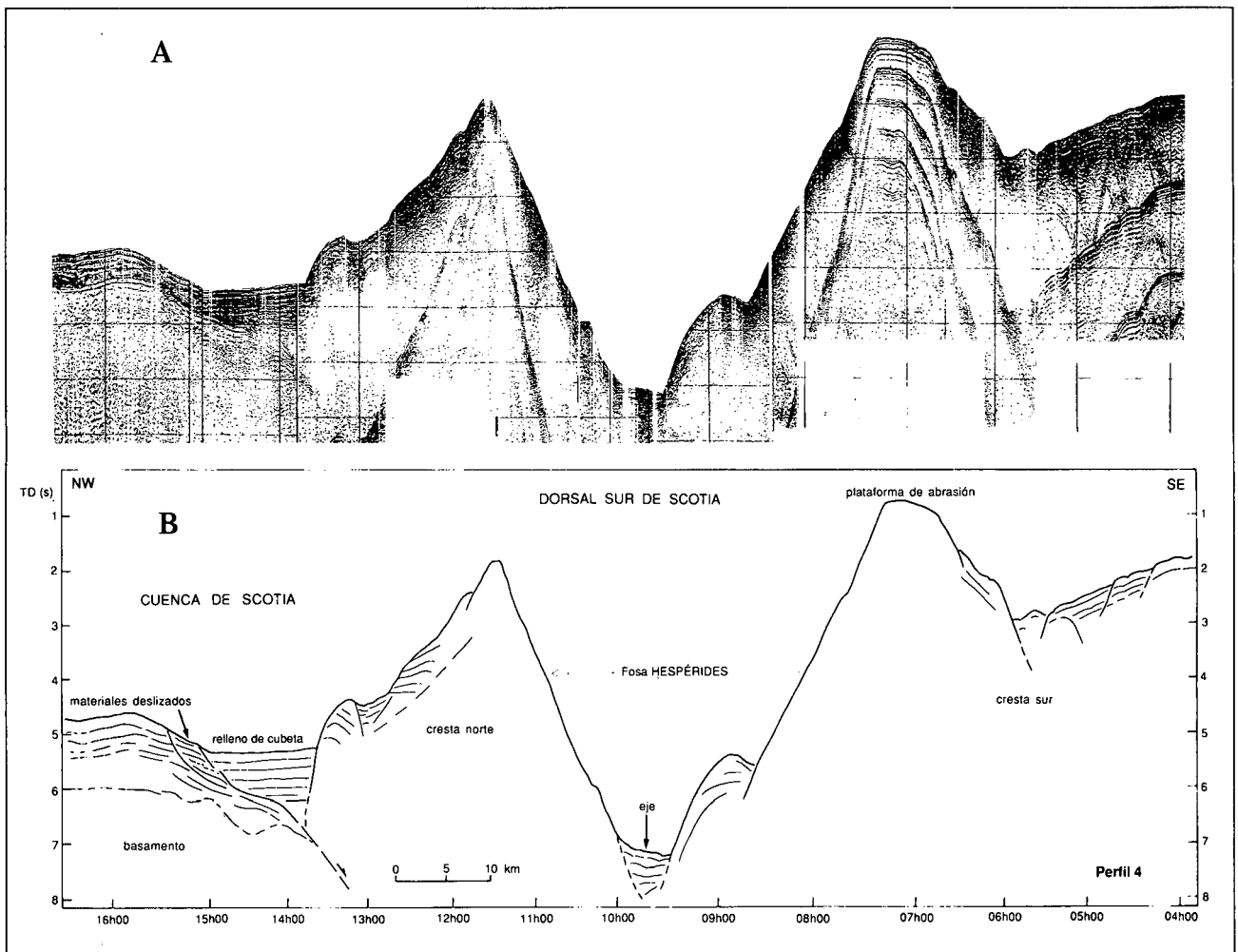


Figura 8.- a) Perfil sísmico 4, correspondiente a la Dorsal Sur de Scotia. b) Interpretación.

Figure 8.- a) Seismic profile number 4. b) Interpretation.

- *Unidad Sedimentaria Inferior de Powell (USIP)*, entre 1 y 1,5 s de potencia, presenta facies sísmicas estratificadas a semi-estratificadas y semi-transparentes. Puntualmente, los reflectores basales de esta unidad onlapan contra las pendientes del basamento (Fig. 9). Al pie de la cresta sur de la Dorsal Sur de Scotia se desarrollan configuraciones divergentes con reflectores ondulados discontinuos especialmente en la mitad inferior de la unidad. Esta unidad inferior esta separada de la unidad superior por un reflector de fuerte amplitud, conforme con ambas unidades excepto en el extremo meridional del perfil 4, donde se aprecia que se trata de una discontinuidad.
- *Unidad Sedimentaria Superior de Powell (USSP)*, de 0,7 s de potencia media, con facies acústicas bien estratificadas y muy continuas lateralmente, posiblemente correspondientes a una sedimentación hemi-

pelágica y/o turbidítica. En la vertical, los reflectores, totalmente horizontales, estan apilados en perfecta continuidad (Grupo ORCA, 1992). En el margen norte de la Cuenca de Powell, al pie de la Dorsal Sur de Scotia, la monotonía de la secuencia sísmica queda interrumpida por facies caóticas interestratificadas de hasta 150 ms de grosor, por paquetes de reflectores ondulados que van atenuandose hacia el centro de la cuenca, y por desniveles y flexuras de los reflectores asociados a planos de deslizamiento incipientes (Fig. 9).

Magnetismo

El rasgo más destacado del perfil magnético 1, que atraviesa la Cuenca de Bransfield, es la mayor amplitud relativa del campo magnético posiblemente asociada a la zona de máxima extensión. En conjunto, los perfiles que

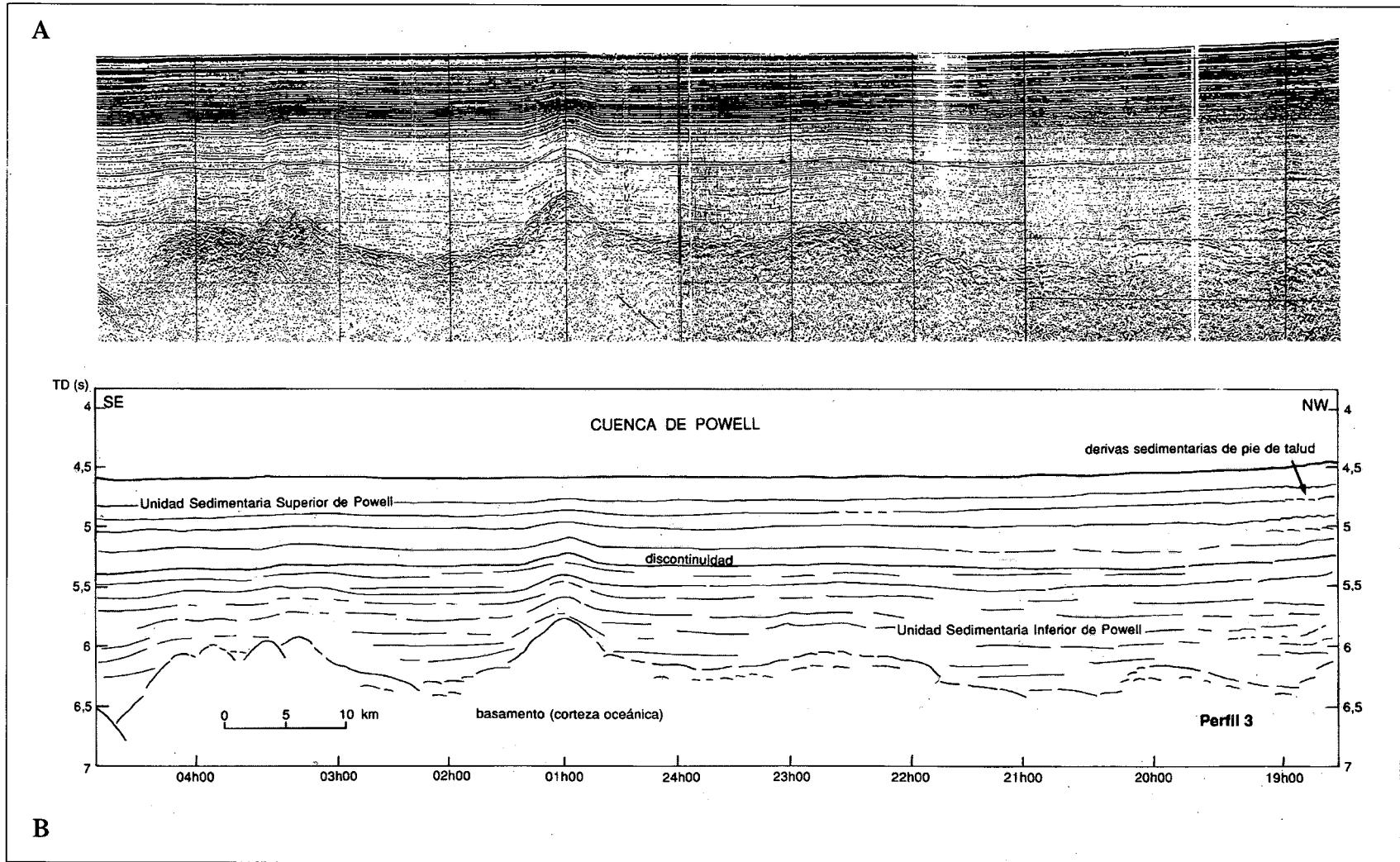


Figura 9.- a) Perfil sísmico 3, correspondiente a la Cuenca de Powell. b) Interpretación.

Figure 9.- a) Seismic profile number 3. b) Interpretation.

atraviesan la Dorsal Sur de Scotia, muestran que las máximas amplitudes magnéticas se hallan siempre asociadas a la cresta sur (Fig. 10), hecho ya señalado por Waters (1972). A pesar de no estar, en general, perturbada magnéticamente, se ha observado una pequeña anomalía asociada a la cresta norte en el perfil 3. En la depresión central no hay, en ningún caso, perturbaciones magnéticas aparentes. Hacia el centro de la Cuenca de Powell se observa, por otra parte, una tendencia ascendente del perfil magnético.

DISCUSION

A continuación se discutirán los diferentes aspectos que atañen a la Cuenca de Bransfield, en primer lugar, y a la Dorsal Sur de Scotia, en segundo lugar, pasándose finalmente a comentar las relaciones geológicas entre ambas estructuras.

Cuenca de Bransfield

En el perfil sísmico 1, que atraviesa la Cuenca de Bransfield, se diferencian con claridad los tres elementos mayores de la zona: el margen continental de la Península Antártica, el eje volcánico y el margen oriental de las islas Shetland del Sur. El recubrimiento sedimentario adquiere su mayor potencia (hasta 0,9 s) en el margen de la Península Antártica, cifra algo superior a la citada por Jeffers y Anderson (1991) (>700 m) en la subcuenca central de Bransfield. Este recubrimiento está afectado por numerosas fracturas que lo compartimentan y desplazan verticalmente. En el sector del talud, hay morfologías cóncavas hacia arriba que podrían corresponder a cicatrices de deslizamientos (Fig. 5). La notable incidencia de los procesos de inestabilidad sedimentaria en el margen peninsular antártico ha sido también puesta de manifiesto por Reid y Anderson (1991), que-

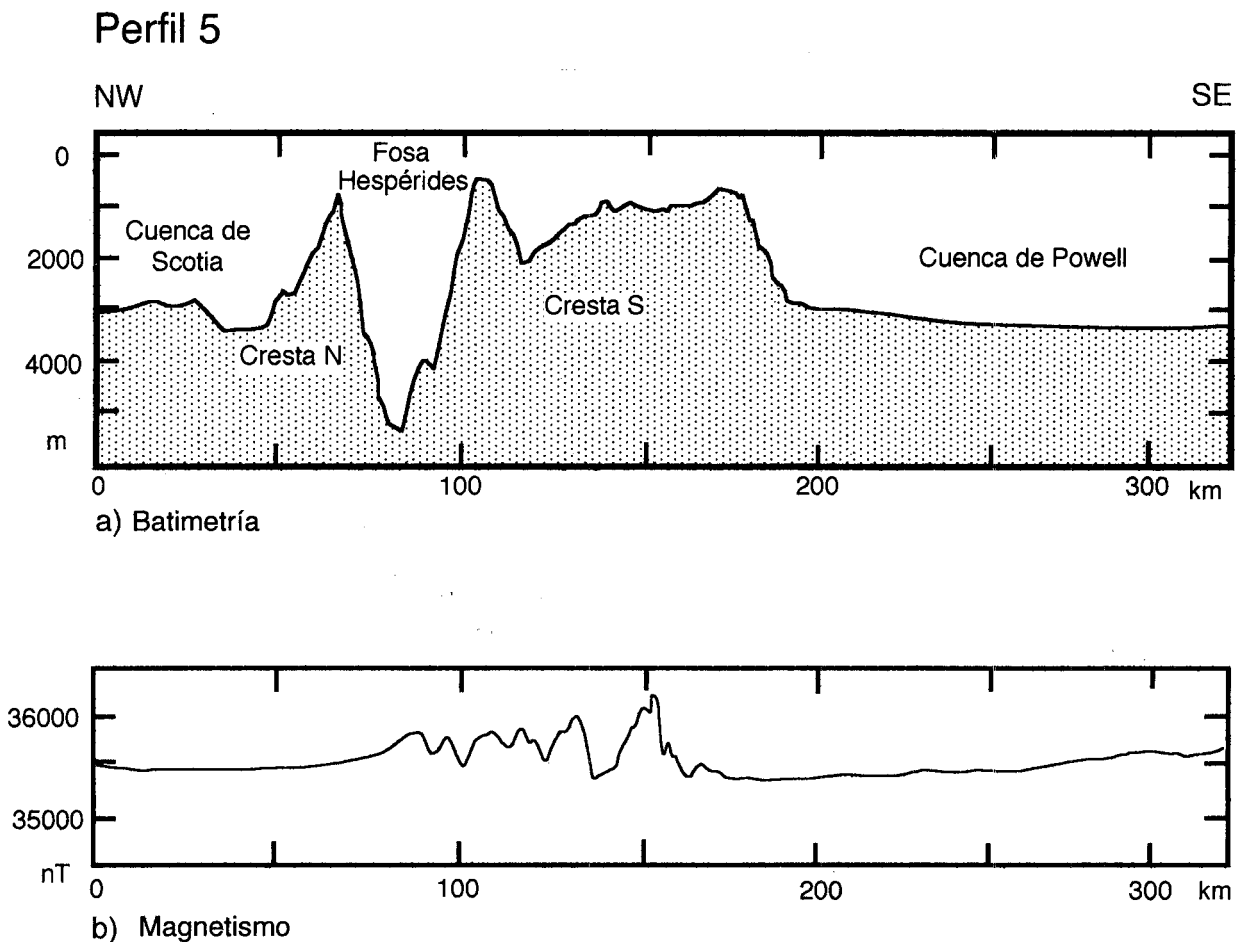


Figura 10.- a) Corte batimétrico correspondiente al perfil 5. b) Magnetismo, campo total.

Figure 10.- a) Bathymetric cross section of the profile number 5. b) Magnetics, total field.

nes muestran un perfil sísmico en el que aparecen depósitos producidos por deslizamiento plástico.

Entre los diversos modelos de estratigrafía secuencial en márgenes antárticos (Larter y Barker, 1989; Larter y Barker, 1991; Anderson *et al.*, 1991; Larter y Cunningham, 1993), únicamente Jeffers y Anderson (1991) desarrollan uno aplicado específicamente al particular contexto de la Cuenca de Bransfield. Estos autores consideran que el recubrimiento sedimentario del margen antártico está constituido por un apilamiento de materiales dominados alternativamente por sedimentos pelágicos y terrígenos. Tal alternancia es interpretada como la respuesta a una sucesión de episodios de alto y de bajo nivel relativo del mar. Durante las fases de nivel alto, se acumularían sedimentos pelágicos en configuración recubrente o *draping*, mientras que durante las fases de nivel bajo, prevalecería la acumulación de sedimentos turbidíticos terrígenos en configuración onlapante. Estas variaciones en las configuraciones sísmicas son difícilmente observables en el perfil 1 en el que, no obstante, sí se observan alternancias entre reflectores de amplitud muy elevada y paquetes formados por reflectores de menor amplitud (Fig. 5). Los primeros corresponderían a los paquetes recubrentes o *draping* y los segundos a los paquetes turbidíticos onlapantes.

Las anomalías magnéticas observadas en la Cuenca de Bransfield son de difícil interpretación. Jeffers y Anderson (1991), basándose en Roach (1978), sugieren que la expansión habría empezado hace 1,3 Ma. Más recientemente, Kim *et al.* (1992), a partir de una nueva serie de perfiles magnéticos transversales, localizan la cresta neovolcánica en la subcuenca oriental de la Cuenca de Bransfield, y prueban la migración de los procesos extensionales.

La tasa de expansión calculada por González-Ferran (1991) oscila entre 0,25 y 0,75 cm/a. Debe remarcar que en la Cuenca de Bransfield existen varios factores, explicitados por Lawver y Hawkins (1978), que impiden la formación y la identificación de las anomalías medio-oceánicas simétricas. Diversos autores (Sclater, 1972; Karig, 1974; Hawkins, 1976; Uyeda, 1977) consideran que la extensión irregular y las débiles lineaciones magnéticas en la Cuenca de Bransfield son debidas a procesos distintos de los que ocurren en las zonas axiales de las cuencas oceánicas "normales". Así, se propone el ascenso diapírico de material mantélico como consecuencia de la subducción de la cercana placa de Drake debajo de la microplaca de las Shetland del Sur. En esta misma línea, Barker y Austin (*in litt.*) interpretan que, además de la zona neovolcánica, hay una zona de diapirismo crustal próxima al margen de la Península Antártica. En contrapartida, Taylor y Karner (1983) consideran que el modelo de expansión en la Cuenca de Bransfield no depende tanto de una diferencia fundamental en los proce-

dos de acreción en relación con los considerados normales en otros contextos, sino sobretudo del tamaño de la cuenca. Así, al ser la escala de expansión pequeña en comparación con la observada en las grandes dorsales oceánicas, pequeños cambios en el campo de esfuerzos bastarían para causar pautas marcadamente irregulares en las anomalías magnéticas.

En todo caso, cabe recordar que la expansión en la Cuenca de Bransfield está más que probablemente asociada con la subducción en la fosa de las Shetland del Sur (Barker y Dalziel, 1983; Jeffers *et al.*, 1991), de tal modo que si la extensión y el adelgazamiento crustal continuasen, la Cuenca de Bransfield debería pasar del actual estadio de rift, presente en el extremo SW de la Cuenca de Bransfield, al de cuenca marginal con las características propias de un estadio temprano de expansión oceánica (Jeffers *et al.*, 1991).

Dorsal Sur de Scotia

La Dorsal Sur de Scotia está formada, como ya se ha dicho anteriormente, por dos crestas y una fosa discontinua en su interior. Ambas crestas, con abruptas pendientes, culminan en plataformas discontinuas situadas a profundidades que oscilan entre 500 y 750 m. La morfología somital de las crestas puede ser explicada por procesos de abrasión glacio-marina, posiblemente debidos en este caso a la acción erosiva ejercida por la base de los hielos flotantes, *icebergs* o plataformas de hielo en estadios de máximos glaciales (Grupo O.R.C.A., 1992). En el Mar de Weddell se ha reconocido un surco de sobreexcavación glacial, aguas afuera de la plataforma de hielo de Filchner, en el que se superan los 1.000 m de profundidad, hallándose el borde de la plataforma continental entre 400 y 500 m. A partir de ahí, la profundidad aumenta rápidamente hasta el abanico de Crary, a más de 4.000 m (Kuvaas y Kristoffersen, 1991; Moons *et al.*, 1992). Además, en los períodos de descenso relativo del nivel del mar, y en los de mayor extensión de la plataformas de hielo y/o producción de grandes hielos flotantes, la incidencia de la abrasión glacial se vería particularmente favorecida.

En lo concerniente a las restantes características, morfológicas, gravimétricas y magnéticas, ambas crestas son muy diferentes entre sí. Recordemos que la cresta sur, más discontinua, está asociada a valores magnéticos elevados, mientras que tanto la cresta norte como la fosa casi no presentan anomalías. Esta asimetría magnética podría ser debida a orígenes distintos para una y otra cresta. No obstante, esta posibilidad es difícil de argumentar en profundidad dada la insuficiencia de datos detallados de la zona.

La profunda cubeta alargada y rellena de sedimento, adosada al pie de la cresta norte, limítrofe con la Cuenca

de Scotia (Fig. 8) se asemeja a las observadas en los perfiles de sísmica de reflexión que atraviesan la zona de subducción de las Shetland del Sur (Henriet *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992). Esta similitud morfológica y estructural se podría explicar a través del funcionamiento como margen transpresivo de la cresta norte de la Dorsal Sur de Scotia.

Entre las dos crestas se localiza la Fosa Hespérides, con 5.300 m de profundidad máxima. De hecho, a lo largo de la Dorsal Sur de Scotia se han identificado varias depresiones de hasta 5.000 m (British Antarctic Survey, 1985). La génesis de estas fosas aún no se conoce en detalle. En los mapas geodinámicos de la región, la frontera de placas constituida por la Dorsal Sur de Scotia siempre se ha interpretado como una gran zona de cizalla en la que, aisladamente, aparecen centros de expansión limitados (British Antarctic Survey, 1985) (Fig. 1). Sin embargo, la falta de evidencias morfológicas y magnéticas acerca de estos centros de expansión cuestiona su propia existencia. Por tanto, interpretamos la Fosa Hespérides, y las otras fosas existentes a lo largo de la Dorsal Sur de Scotia como cuencas de *pull-apart* o de extensión longitudinal formadas durante el movimiento de cizalla senestral del Arco de Scotia (Fig. 11). Esta interpretación es consistente con los datos sismotectónicos presentados por Pelayo y Wiens (1986).

En resumen, la apertura de la Fosa Hespérides se debería al deslizamiento longitudinal de dos labios a lo largo de una falla direccional escalonada. Aparece así un bloque de forma romboidal y hundido. Este tipo de fosas se producen en régimen de deslizamiento lateral y también en régimen de compresión, como por ejemplo el Mar Muerto a lo largo de la falla del Jordán (Debelmas y Mascle, 1991).

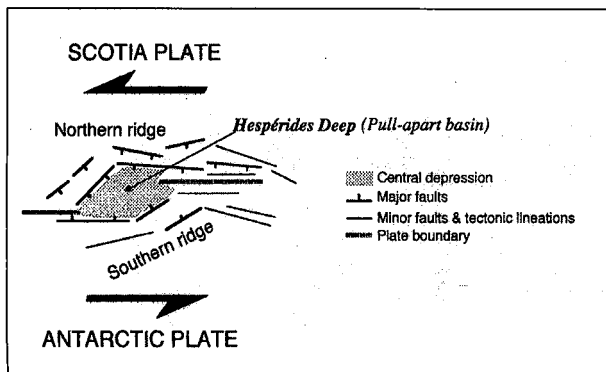


Figura 11.- Interpretación geológica de la Fosa Hespérides como cuenca de *pull-apart*, en la que se produce el cambio de dirección entre la Cuenca de Bransfield y la Dorsal Sur de Scotia.

Figure 11.- Geological sketch of the Hespérides Deep as a pull-apart basin. Here the trend of the Bransfield Basin changes from NW-SE to the E-W trend of the South Scotia Ridge.

Cuencas de Scotia y Powell

Ambas cuencas a pesar de ser adyacentes a la Dorsal Sur de Scotia, una al norte y otra al sur de la misma, presentan una sucesión de Unidades Sedimentarias sensiblemente distinta. El basamento, en cambio, presenta un aspecto muy similar en ambas cuencas: fracturado en horsts y grabens con facies sorda en su interior e hiperbólica en el límite con el recubrimiento sedimentario, y afectado todo él por subsidencia.

En la Cuenca de Scotia, los perfiles 5 y 6 (Fig. 7), cercanos a la Dorsal Sur de Scotia, presentan unidades sedimentarias caracterizadas por depósitos de inestabilidad de pendiente, reflectores poco uniformes y morfología ondulada. En cambio, en los perfiles 2 y 3 (Fig. 6) se observa una sucesión de secuencias más parecida a la de la Cuenca de Powell, distinguiéndose sobre el basamento las llamadas Unidad Sedimentaria Inferior y Unidad Sedimentaria Superior de Scotia (USIS y USSC).

En la Cuenca de Powell los paquetes sedimentarios son muy homogéneos, con excepción de la zona con depósitos de pie de talud cercana a la Dorsal Sur de Scotia. Están formados probablemente por alternancias de hemipelagitas y turbiditas. En los perfiles 3 y 4 se han distinguido también dos unidades sedimentarias (USIP y USSP), separadas por un reflector muy continuo y de fuerte amplitud (Fig. 9). La Cuenca de Powell, de apertura oligocena (King y Barker, 1988), puede considerarse como un apéndice del Mar de Weddell, habiendo experimentado, al menos desde hace más de 30 Ma, una historia común (Dalziel, 1989). Así pues, es posible realizar una correlación cronoestratigráfica de nuestros perfiles con los resultados de los sondeos del *leg* 113 del Programa de Perforación Oceánica (ODP) realizados en el Mar de Weddell. Durante este *leg* se efectuaron cuatro perforaciones próximas a la zona de estudio de "Scotia 92": el 694, al norte del Mar de Weddell, y los 695, 696 y 697, en su margen noroeste, cercanos al microcontinente de las islas Orcadas del Sur. En el sondeo 696 se ha datado desde el Cuaternario, a techo, hasta el Mioceno medio-Eoceno superior, en la base (Shipboard Scientific Party ODP Leg 113, 1988). La discontinuidad existente entre las Unidades Sedimentarias Inferior y Superior de Powell correspondería precisamente al límite basal anteriormente citado. Miller y Kent (1987) y Miller *et al.* (1990) relacionan esta discontinuidad con la fase de enfriamiento mundial de finales del Mioceno medio. En la Unidad Superior, destaca un nivel de fuerte amplitud y continuidad lateral, de edad Plioceno inferior-Mioceno superior (Shipboard Scientific Party ODP Leg 113, 1988). La edad de la Unidad Sedimentaria Inferior de Powell estaría comprendida, por tanto, entre el Eoceno superior y la edad del propio basamento, pre-eocena.

Relación Cuenca de Bransfield-Dorsal Sur de Scotia

El cambio de dirección entre las estructuras orientadas NW-SE, paralelas al eje de la Cuenca de Bransfield, y las de dirección aproximada E-W, como la Dorsal Sur de Scotia, se produce en la posición de la Fosa Hespérides, en la cual se puede apreciar la acomodación entre ambas direcciones estructurales. Así, en la Fosa Hespérides se han distinguido dos familias de fallas, una de dirección E-W, paralela al límite de placas, y otra de dirección NW-SE. La primera acomodaría el movimiento cizallante regional mientras que la segunda estaría asociada con una componente extensional de ámbito más local. La forma romboédrica de la fosa está determinada por la interacción de ambas familias de fallas. Para mejor interpretar la morfoestructura y la evolución reciente en esta área es necesario la realización de otras batimetrías de detalle y de nuevos perfiles sísmicos que corten las dos crestas de la Dorsal Sur de Scotia a lo largo de una mayor distancia.

Por otra parte, a partir de los datos gravimétricos, se observa la colisión de la zona de fractura de Shackleton con la fosa de las Shetland del Sur, formándose quizás un punto triple de tipo FFT (según la clasificación de McKenzie y Morgan, 1969). La zona de fractura atraviesa la isla Elefante, donde se ha descrito un límite estructural y metamórfico que la divide en dos (Hervé *et al.*, 1991), y quizás sea la causa de la posible interrupción hacia el norte de la acreción de la Cuenca de Bransfield.

CONCLUSIONES

La campaña oceanográfica "Scotia 92", realizada a bordo del BIO Hespérides ha supuesto una contribución importante en la investigación geológica y geofísica de la región de la Cuenca de Bransfield y Dorsal Sur de Scotia, realizándose perfiles de sísmica de multicanal, magnéticos y de batimetría multihaz.

A partir de los datos de sísmica de reflexión, se ha definido la estratigrafía sísmica (Unidades Sedimentarias Inferior y Superior), tanto en la Cuenca de Scotia como en la de Powell, que yacen sobre un antiguo basamento oceánico bastante tectonizado. La serie sedimentaria de la Cuenca de Powell se ha podido correlacionar con los datos de sondeo del ODP leg 113, lo cual ha permitido determinar la edad (Mioceno medio) de la discontinuidad que separa la Unidad Superior de la Inferior. Dicha discontinuidad se relacionaría con una fase de enfriamiento mundial.

Separando las Cuencas de Scotia y Powell se encuentra la Dorsal Sur de Scotia, en el interior de la cual se localiza el actual límite de placas, de tipo transpresi-

vo. La Fosa Hespérides, limitada por las crestas norte y sur de la Dorsal Sur de Scotia, se ha interpretado como una cuenca de *pull-apart*, formada por el movimiento de cizalla senestral a lo largo de la Dorsal Sur de Scotia. Finalmente, la Fosa Hespérides es el lugar donde se produce el cambio de dirección NE-SW, paralela a la Cuenca de Bransfield, a E-W, propio de la Dorsal Sur de Scotia.

En resumen, la zona estudiada de la Dorsal Sur de Scotia, entre las islas Elefante y Orcadas, ocupa un complejo límite entre las placas de Scotia y Antártica, donde se ha acomodado la deformación de cizalla existente a lo largo del Arco de Scotia con el movimiento extensivo presente en la Cuenca de Bransfield.

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro agradecimiento más sincero al comandante J.C. Manzano y a toda la dotación del BIO Hespérides, de la Armada española. A J. Molinero, R. Gómez y M.A. Bécares por su ayuda durante la campaña. También a K.M. Marks, por habernos cedido los datos gravimétricos de la NOAA. A M. Farran por colaborar en el tratamiento de la batimetría multihaz. Vaya asimismo nuestro agradecimiento más sincero para J. Baraza y M. De Batist, quienes revisaron una primera versión de este artículo. Mención aparte merece la ayuda desinteresada, muy por encima de lo estrictamente obligado, prestada por T. Cabezón, J.I. Díaz y E. Tortosa, de la CICYT.

Este trabajo ha sido financiado por el Programa Nacional de Investigación en la Antártida de la CICYT, Comisión de Gestión del BIO Hespérides, y por el Instituto Español de Oceanografía.

BIBLIOGRAFIA

- ACOSTA, J. y HERRANZ, P., 1989: Informe de la IIa parte de la campaña EXANTARTE 88-89 realizada en las islas Shetland del Sur y Península Antártica. Instituto Español de Oceanografía, Madrid, 18 p.
- ACOSTA, J., CANALS, M., HERRANZ, P. y SANZ, J.I., 1989: Informe de los resultados "Antártida 8611". Investigación geológica-geofísica y sedimentológica en el Arco de Scotia y Península Antártica. *Publ. Esp. Inst. Esp. Ocean.*, 2: 9-82.
- ACOSTA, J., HERRANZ, P., SANZ, J.I. y UCHUPI, E., 1992a: Antarctic continental margin: Geologic image of the Bransfield Trough, an incipient oceanic basin. In: C.W. Poag y P.C. de Graciansky eds. *Geologic Evolution of Atlantic Continental Rises*. pp. 49-61, New York, Van Nostrand Reinhold Publ.
- ACOSTA, J., HERRANZ, P. y SANZ, J.L., 1992b: Perfiles sísmicos en el rift de Bransfield. Campañas Exantarte 90/91. In: J.I. Martínez ed. *Geología de la Antártida Occidental*. pp. 195-202. Salamanca, III Congreso Geológico de España.

- ALABASTER, T. y STOREY, B.C., 1990: Modified Gulf of California model for South Georgia, North Scotia Ridge, and implications for the Rocas Verdes back-arc basin, southern Andes. *Geology*, 18: 497-500.
- ANDERSON, J.B., BARTEK, L.R. y THOMAS, M.A., 1991: Seismic and sedimentological record of glacial events on the Antarctic Peninsula shelf. In: R.A. Thomson, J.A. Crame y J.W. Thomson eds. *Geological evolution of Antarctica*. pp. 687-691, Cambridge, Cambridge University Press.
- ASHCROFT, W.A., 1972: *Crustal structure of the South Shetland Islands and Bransfield Strait*. BAS Scientific report n° 66, 43 p.
- BARBER, P.L., BARKER, P.F. y PANKHURST, R.J., 1991: Dredged rocks from Powell Basin and the South Orkney microcontinent. In: R.A. Thomson, J.A. Crame y J.W. Thomson eds. *Geological evolution of Antarctica*. pp. 361-367, Cambridge, Cambridge University Press.
- BARKER, D.H.N. y AUSTIN, J.A., *in litt*: Crustal diapirism in Bransfield Strait, West Antarctica. Evidence for distributed extension in Marginal basin formation.
- BARKER, P.F., 1982: The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions. *J. Geol. Soc. London*, 139: 787-801.
- BARKER, P.F. y BURRELL, J., 1977: The opening of Drake passage. *Mar. Geol.*, 25: 15-34.
- BARKER, P.F. y DALZIEL, I.W.D., 1983: Progress in geodynamics in the Scotia arc region. In: S.R. Cabré ed. *Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean and Scotia arcs*. pp. 137-170, Washington D.C., AGU, Geodynamics series, 9.
- BARKER, P.F. y GRIFFITHS, D.H., 1972: The evolution of the Scotia Ridge and Scotia Sea. *Royal Soc. London Philos. Trans.*, Ser. A, 271: 151-183.
- BARKER, P.F., DALZIEL, I.W.D. y STOREY, B.C., 1988: Tectonic development of the Scotia arc region. In: R. Tingey ed. *Antarctic Geology*. pp. 215-248, Oxford, Clarendon Press.
- BRITISH ANTARTIC SURVEY, 1985: Tectonic map of Scotia Arc, 1:3.000.000, Misc (3). Cambridge, BAS Publ.
- CRADDOCK, C. ed., 1982: *Antarctic Geoscience*. Int. Un. Geol. Sci., Series B, 4. Madison, The University of Wisconsin Press, 1100 p.
- DALZIEL, I.W.D., 1984: Tectonic evolution of a forearc terrane, southern Scotia Ridge, Antarctica. *Geol. Soc. Am.*, Special Paper 200: 1-30.
- DALZIEL, I.W.D., 1989: *Tectonics of the Scotia Arc, Antarctica*. 28th Int. Geol. Cong. Field Trip Guidebook T180, Punta Arenas (Chile) to Ushuaia (Argentina). AGU, Washington, D.C., 192 p.
- DALZIEL, I.W.D. y ELLIOT, D.H., 1971: Evolution of the Scotia Arc. *Nature*, 233: 246-251.
- DAI ZIEL, I.W.D. y ELLIOT, D.H., 1973: The Scotia Arc and Antarctic Margin. In: A.E.M. Nairn y F.G. Stehli eds. *The ocean basins and margins*, pp. 171-223. Vol 1, The South Atlantic. New York-London, Plenum Press.
- DAVEY, F.J., 1972: Marine gravity measurements in Bransfield Strait and adjacent areas. In: R.J. Adie ed. *Antarctic Geology and Geophysics*. pp. 39-46. Int. U. Geol. Sci., Series B, 1. Oslo, Universitetsforlaget.
- DE WIT, M.J., 1977: The evolution of the Scotia arc as a key to the reconstruction of southern Gondwanaland. *Tectonophysics*, 37: 53-81.
- DEBELMAS, J. y MASCLE, G., 1991: *Les grandes structures géologiques*. Paris, Masson, 299 p.
- FISK, M.R., 1990: Volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica. *J. South Am. Earth Sci.*, 3: 91-101.
- FORSYTH, D.W., 1975: Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. *J. Geophys. Research*, 80: 1429-1443.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O., 1985: Volcanic and tectonic evolution of the northern Antarctic Peninsula-Late Cenozoic to recent. *Tectonophysics*, 114: 389-409.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O., 1991: The Bransfield rift and its active volcanism. In: R.A. Thomson, J.A. Crame y J.W. Thomson eds. *Geological evolution of Antarctica*. pp. 505-509, Cambridge, Cambridge University Press.
- GRAD, M., GUTERCH, A. y SRODA, P., 1992: Upper crustal structure of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica. *Antarctic Sci.*, 4 (4): 469-476.
- GRUPO O.R.C.A., 1992: Resultados preliminares de la campaña de geología marina Scotia-92. Estudio geológico y geofísico de la dorsal sur del Arco de Scotia. In: J.L. Martínez ed. *Geología de la Antártida Occidental*. pp. 203-212. Salamanca, III Congreso Geológico de España.
- GUTERCH, A., GRAD, M., JANIK, T. y PERCHUC, E., 1991: Tectonophysical models of the crust between the Antarctic Peninsula and the South Shetland trench. In: R.A. Thomson, J.A. Crame and J.W. Thomson eds. *Geological evolution of Antarctica*. pp. 499-504, Cambridge, Cambridge University Press.
- HAN, M.W. y SUESS, E., 1987: Lateral migration of pore fluids through sediments of an active back-arc basin, Bransfield Strait, Antarctica. *EOS Trans. AGU*, 68: 1769.
- HAWKINS, J.W., 1976: Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 283-297.
- HENRIET, J.P., MEISSNER, R., MILLER, H. y G.R.A.P.E. Team, 1992: Active margin processes along the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 201: 1-25.
- HERRON, E.M. y TUCHOLKE, B.E., 1976: Seafloor magnetic patterns and basement structure in the Southeastern Pacific. In: C.D. Hollister, C. Craddock *et al.* eds. *Reports of D.S.D.P.* Vol 35, pp. 263-278.
- HERVÉ, F., LOSKE, W., MILLER, H. y PANKHURST, R.J., 1991: Chronology of provenance, deposition and metamorphism of deformed fore-arc sequences southern Scotia arc. In: R.A. Thomson, J.A. Crame y J.W. Thomson eds. *Geological evolution of Antarctica*. pp. 429-435, Cambridge, Cambridge University Press.
- JEFFERS, J.D. y ANDERSON, J.B., 1991: Sequence stratigraphy of the Bransfield Basin, Antarctica: Implications for tectonic history and hydrocarbon potential. In: B.St. John ed. *Antarctica and exploration frontier studies in geology*. AAPG Stud. Geol., 31: 13-29.
- JEFFERS, J.D., ANDERSON, J.B. y LAWVER, L.A., 1991: Evolution of the Bransfield Basin, Antarctic Peninsula. In: R.A. Thomson, J.A. Crame y J.W. Thomson eds. *Geological evolution of Antarctica*. pp. 481-485, Cambridge, Cambridge University Press.

- KARIG, D.E., 1974: Evolution of arc systems in the western Pacific. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2: 51-75.
- KELLER, R. y FISK, M.R., 1992: Quaternary marginal basin volcanism in the Bransfield strait as a modern analogue of the southern Chilean ophiolites. In: L.M. Parson, B.J. Murton y P. Browning eds. *Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues*. pp. 155-169. Geol. Soc. Sp. Publ. No 60.
- KIM, Y., CHUNG, T.W. y NAM, S.H., 1992: Marine magnetic anomalies in the Bransfield Strait, Antarctica. In: Y. Yoshida et al. eds. *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. pp. 431-437, Tokyo, Terra Scientific Publ. Co. (TERRAPUB).
- KING, E.C. y BARKER, P.F., 1988: The margins of the South Orkney microcontinent. *J. Geol. Soc. London*, 145: 317-331.
- KUVAAS, B. y KRISTOFFERSEN, Y., 1991: The Crary Fan: A trough mouth fan on the Weddell Sea continental margin, Antarctica. *Mar. Geol.*, 97: 345-362.
- LARTER, R.D. y BARKER, P.F., 1989: Seismic stratigraphy of the Antarctic Peninsula Pacific margin: A record of Pliocene-Pleistocene ice volume and paleoclimate. *Geology*, 17: 731-734.
- LARTER, R.D. y BARKER, P.F., 1991: Neogene interaction of tectonic and glacial processes at the Pacific margin of the antarctic Peninsula. *Sp. Publ. Int. Ass. Sed.*, 12: 165-186.
- LARTER, R.D. y CUNNINGHAM, A.P., 1993: The depositional pattern and distribution of glacial-interglacial sequences on the Antarctic Peninsula Pacific margin. *Mar. Geol.*, 109: 203-219.
- LAWVER, L.A. y HAWKINS, J.W., 1978: Diffuse magnetic anomalies in marginal basins: Their possible tectonic and petrology significance. *Tectonophysics*, 45: 323-339.
- MALDONADO, A., ALDAYA, F., BALANYÀ, J.C., GALINDO-ZALDÍVAR, J., LIVERMORE, R.A., MOSEÑÉ, F.M., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., ROUSSANOV, M., SANZ DE GALDEANO, C., SURINACH, E. y VISERAS, C., 1993: Tectonics and paleoceanography in the northern sector of the Antarctic Peninsula: Preliminary results of HESANT 1992/93 cruise with the BIO HESPERIDES. *Sci. Mar.*, 57(1): 79-89.
- MARKS, K.M., 1991: Geosat GM data reveal new details of ocean floor. *EOS Trans. AGU*, 72: 145-149.
- MCADOO, D.C. y MARKS, K.M., 1992: Gravity fields of the Southern Ocean from GEOSAT data. *J. Geophys. Res.*, 97: 3247-3260.
- MCKENZIE, D.P. y MORGAN, W.J., 1969: Evolution of triple junctions. *Nature*, 224: 125-133.
- MILLER, K.G. y KENT, D.V., 1987: Testing Cenozoic eustatic changes: The critical role of stratigraphic resolution. *Cushman Found. Foram. Res.*, Spec. Publ., 24: 51-56.
- MILLER, H., HENRIET, J.P., KAUL, N., y MOONS, A., 1990: A fine-scale seismic stratigraphy of the eastern margin of the Weddell Sea. In: U. Bleil and J. Thiede eds. *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. pp. 131-161. NATO ASI Series C308. The Hague, Kluwer.
- MOONS, A., DE BATIST, M., HENRIET, J.P. y MILLER, H., 1992: Sequence stratigraphy of the Crary Fan southeastern Weddell Sea. In: Y. Yoshida et al. eds. *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. pp. 613-618, Tokyo, Terra Scientific Publ. Co. (TERRA-PUB).
- NATIONAL OCEANOGRAPHIC DATA CENTER, 1990: Geosat Geodetic Mission data for the Southern Ocean. *Environ. Info. Bull.*, 90-3.
- PELAYO, A.M. y WIENS, D.A., 1986: Seismotectonics of the Western Scotia Sea region. *EOS Trans. AGU*, 67: 1239.
- PELAYO, A.M. y WIENS, D.A., 1989: Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *J. Geophys. Res.*, 94: 7293-7320.
- REID, D.E. y ANDERSON, J.B., 1991: Hazards to Antarctic exploration and production. In: B. St. John ed. *Antarctica and exploration frontier studies in geology*. AAPG Stud. Geol., 31: 31-45.
- ROACH, P.J., 1978: The nature of back-arc extension in Bransfield Strait. *Geophys. J. Res. Astron. Soc.*, 53: 165.
- SANDWELL, D.T. y MCADOO, D.C., 1988: Marine gravity of the Southern Ocean and Antarctic margin from GEOSAT. *J. Geophys. Res.*, 93: 10389-10396.
- SANDWELL, D.T. y MCADOO, D.C., 1990: High accuracy, high resolution gravity profiles from 2 years of the GEOSAT Exact Repeat Mission. *J. Geophys. Res.*, 95: 3049-3060.
- SAUNDERS, A.D. y TARNEY, J., 1982: Igneous activity in the Southern Andes and the Northern Antarctic Peninsula: A review. *J. Geol. Soc. London*, 139: 691-700.
- SCIATER, J.G., 1972: Heat flow and elevation of the marginal basins of the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77: 5705-5719.
- SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY ODP LEG 113, 1988: Site 693. Initial reports, *Nat. Sci. Found.*, pp. 329-447.
- TAYLOR, B. y KARNER, G.D., 1983: On the evolution of marginal basins. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21: 1727-1741.
- UYEDA, S., 1977: Some basic problems in the trench-arc-back-arc systems. In: M. Talwani y W.C. Pitman III eds. *Islands arcs, Deep-sea trenches and Back-arc basins*. pp. 1-14, Maurice Ewing Series, 1. Washington, D.C., AGU.
- WATTERS, D.G. 1972: Geophysical investigation of a section of the South Scotia Ridge. In: R.J. Adie ed. *Antarctic Geology and Geophysics*. pp. 33-38. Int. U. Geol. Sci., Series B, 1. Oslo, Universitetsforlaget.
- 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: The Quaternary volcanics of Bransfield Strait from South Shetland Islands. *Contr. Miner. Petrol.*, 68: 151-169.