

Anomalías magnéticas de gran amplitud en torno a la cuenca Powell (extremo NE de la Península Antártica)

E. SURIÑACH¹, J. GALINDO-ZALDIVAR² y A. MALDONADO³

¹ Dpt. Geología Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Fac. Geologia,
Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona.

² Dpto. de Geodinàmica, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva, 18071 Granada.

³ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, C.S.I.C.- Universidad de Granada,
Campus Fuentenueva, 18071 Granada.

Resumen: Los perfiles de magnetometría de la campaña HESANT92/93 muestran anomalías que superan 1000 nT, a lo largo de una banda de 100 km de ancho en la Dorsal Sur de Scotia. Estas anomalías pueden constituir la continuación de la rama norte de anomalías magnéticas de la Península Antártica. La interpretación de estas anomalías en cuatro perfiles, mediante modelización interactiva bidimensional, permite determinar que los cuerpos anómalos tienen elongación N60°E, base a 15 km y susceptibilidades magnéticas equivalentes entre 0,04 y 0,1 SI. Los cuerpos anómalos corresponden al zócalo acústico en los perfiles de sísmica de multicanal y con la batimetría en zonas con escasos sedimentos. Los cuerpos anómalos de la Dorsal Sur de Scotia son probablemente rocas plutónicas básicas, similares a las de la Península Antártica. En la Cuenca Powell, un cuerpo tabular se atribuye a las capas 2 y 3 de la corteza oceánica. Las zonas con anomalías magnéticas de los márgenes oriental y occidental de la Cuenca Powell pueden representar la continuación de la rama sur de las bandas de anomalía de la Península Antártica. Todos los cuerpos anómalos en la corteza continental son probablemente previos a la apertura de la Cuenca Powell.

Palabras clave: Península Antártica, Cuenca Powell, Anomalía magnética, Anomalía magnética del margen Pacífico, PMA, Anomalía magnética de la costa oeste, WCMA.

Abstract: Magnetic profiles obtained during the HESANT 92/93 cruise with the B/O HESPERIDES show significant amplitude anomalies along a broad band in the northern margin of the Powell Basin. These anomalies exhibit amplitudes of up to 1000 nT and are up to 100 km in width. The anomalies are attributed to the continuation of the two branches of magnetic anomalies described previously in the Antarctic Peninsula (PMA). The northern branch would continue along the fragments of continental crust of the South Scotia Ridge located at the northern limit of the Powell Basin, whereas the southern branch would be located only in the eastern and western passive margins of the Powell Basin. Interactive modelling of two-dimensional bodies in four profiles oriented NNW-SSE allows us to determine the main features of the magnetic source bodies of the northern branch. In the continental crust, the bodies are elongated in the direction N60°E and their base is located at a depth of approximately 15 km. Equivalent magnetic susceptibilities between 0,04 and 0,1 (SI) are employed, and we assume that, as in the case of the Antarctic Peninsula batholith, remanent magnetization is sub-parallel to the present geomagnetic field. The general trends of the bathymetry are consistent with the superficial shape of these bodies. There is also agreement between the geometry of the magnetic bodies and the location of the acoustic basement in multichannel seismic profiles. The magnetic bodies are probably igneous in origin and may represent basic plutonic rocks similar to those described from the Antarctic Peninsula. In the oceanic crust of the Powell Basin it is also necessary to consider a second tabular shaped body with induced magnetization in almost all the profiles, which could represent layers 2 and 3 of the oceanic crust. Magnetic anomalies are also identified in the eastern and western margins of the Powell Basin. In the southern branch, the apparent splitting of the anomalous body into the two opposing margins of the Powell Basin seems to indicate that it was emplaced before Late Eocene-Oligocene times, when the opening of this basin took place, and that it was subsequently fragmented during the Cenozoic.

Key words: Antarctic Peninsula, Powell Basin, magnetic anomaly, West Coast Magnetic Anomaly, WCMA, Pacific Margin Anomaly, PMA.

Suriñach, E., Galindo-Zaldivar, J. y Maldonado, A. (1995): Anomalías magnéticas de gran amplitud en torno a la Cuenca Powell (extremo NE de la Península Antártica). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3): 285-295.

Estudios aeromagnéticos en la Península Antártica y el Arco de Scotia muestran la existencia de una banda de anomalías magnéticas denominada Anomalía del Margen Pacífico (PMA) ó Anomalía Magnética de la Costa

Oeste (WCMA) (Parra *et al.*, 1984, 1988; Maslany y Storey, 1990; Garrett *et al.*, 1987) (Fig. 1). Esta banda, cuyo ancho supera los 100 km en algunas transversales, se extiende sin ruptura con forma sigmoidal a lo largo

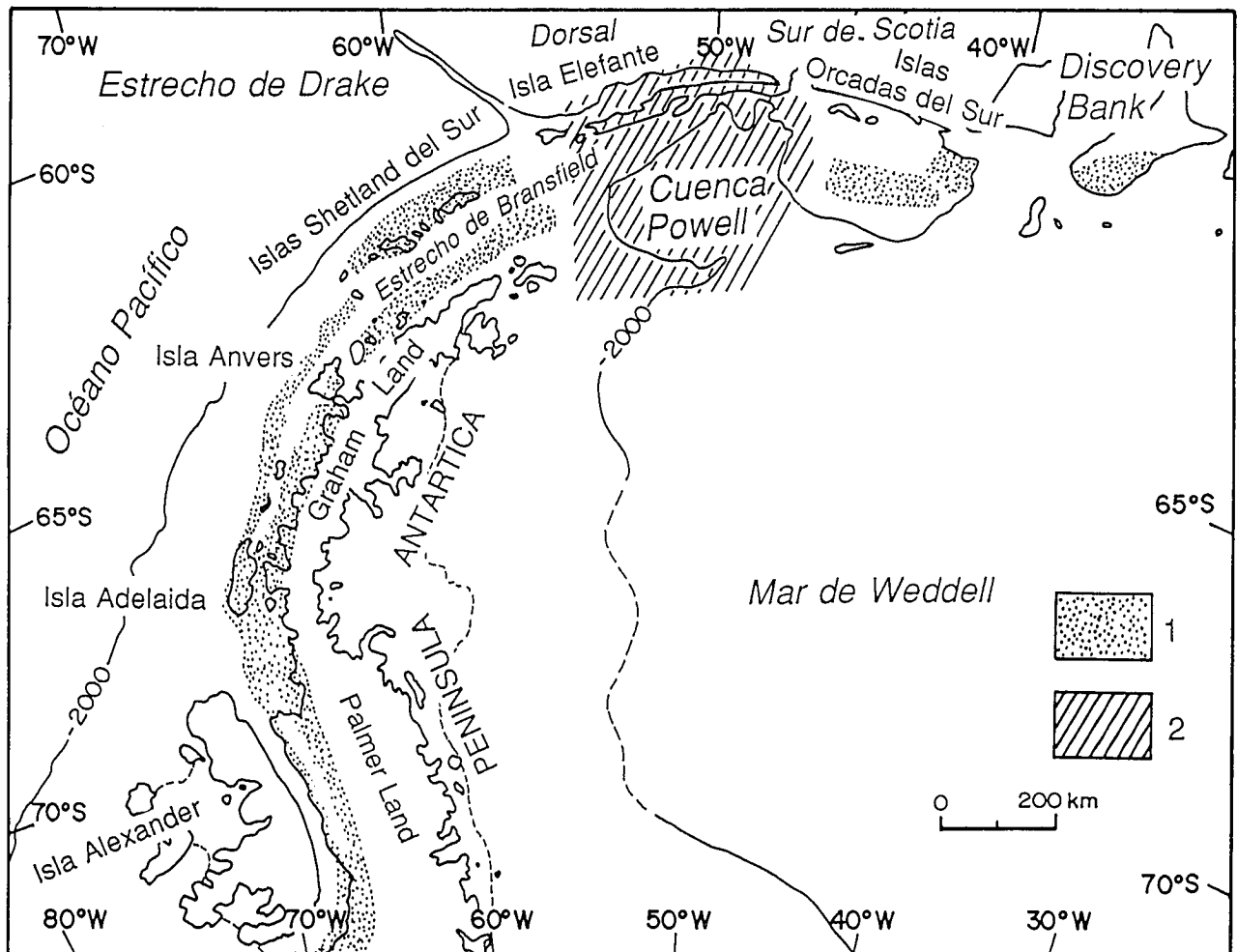


Figura 1.- Mapa esquemático del extremo noreste de la Península Antártica y la Dorsal Sur de Scotia. 1, zonas con anomalía magnética de gran intensidad. 2, área estudiada en este trabajo. Modificado de Garrett *et al.* (1987).

del margen Pacífico de la Península Antártica. Está limitada al lado oceánico del arco magmático de edad Mesozoico-Cenozoico que se extiende a lo largo de todo este área (Maslanyj *et al.*, 1991). Estudios de detalle de diversas transversales de la banda de anomalías magnéticas, utilizando tanto datos aeromagnéticos como de magnetometría marina han permitido apreciar la variación de la geometría de las anomalías magnéticas y a su vez, obtener una estimación de las características de los cuerpos anómalos que las producen (Fig. 1). En el borde noreste de la Península Antártica, en la zona de la Isla Adelaida, la banda de anomalías se divide en dos ramas, separadas por el Estrecho de Bransfield (Garrett y Storey, 1987; Garrett, 1990) (Fig. 1). La mayor parte de los autores consideran que los cuerpos anómalos pertenecen a un complejo batolítico lineal que sigue la forma arqueada de la Península Antártica (Garrett *et al.*, 1987). Este cuerpo, cuya base está por debajo de los 15 km de profundidad, debe de estar formado por distintas litologías, y entre ellas deben predominar los materiales ígneos básicos, seguramente los gabros. Los materiales que componen este batolito, han sido intruidos probablemente en episodios de extensión cortical en el arco del margen convergente de la Península Antártica (Garrett, 1990; 1991; Garrett *et al.*, 1987).

Si bien la mayoría de estos estudios de detalle se limitan al oeste de 57°W, y se centran en la Península Antártica, sin rebasar las Islas Shetland del Sur y el Estrecho de Bransfield, más hacia levante las anomalías magnéticas continúan. En este sentido Garrett *et al.* (1987) señalan su prolongación en el microcontinente de las Islas Orcadas del Sur, Discovery Bank, South Georgia y América del Sur. Estos autores, interpretan las anomalías de los perfiles situados al oeste de 57°W e incorporan los resultados de trabajos anteriores para la zona situada al E. Así, para las anomalías magnéticas localizadas en el bloque de corteza continental de las Orcadas del Sur utilizan los resultados de Harrington *et al.* (1972).

El área que conecta estas dos regiones, aunque también presenta anomalías magnéticas, por el contrario, no ha sido analizada con el detalle de las anteriores. Watters (1972), en el contexto de un estudio geofísico en una sección de la Dorsal Sur de Scotia, estudia el comportamiento magnético del área y obtiene en una primera aproximación, un posible cuerpo causante de las anomalías. No existen trabajos posteriores que investiguen la zona de conexión entre las bandas de anomalías magnéticas de la Península Antártica y del microcontinente de las Islas Orcadas del Sur.

El objetivo de este trabajo es el reconocimiento y

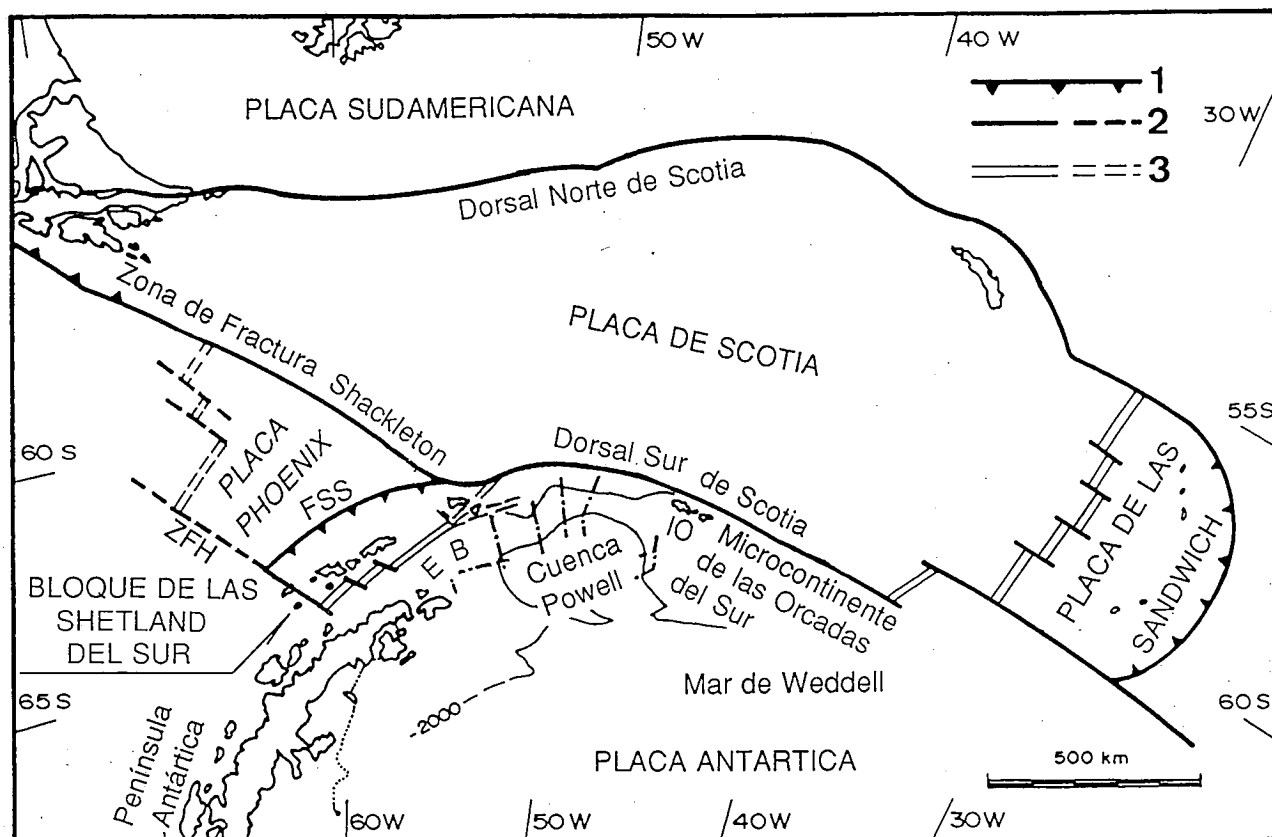


Figura 2.- Mapa tectónico del extremo noreste de la Península Antártica y Mar de Scotia. 1, zona de subducción. 2, falla transformante activa e inactiva. 3, dorsal de expansión oceánica activa e inactiva. EB: Estrecho de Bransfield; IO: Islas Orcadas del Sur; FSS: Fosa de las Shetland del Sur; ZFH, Zona de fractura Hero. Se muestra la posición de la antigua Placa de Phoenix, actualmente soldada a la Placa Antártica. En torno a la Cuenca Powell se indican con líneas discontinuas la posición de los perfiles que muestran anomalías magnéticas de gran intensidad (Modificado de Jeffers y Anderson, 1990).

análisis de las anomalías magnéticas en la zona intermedia entre la terminación oriental de la Península Antártica y el microcontinente de las Orcadas del Sur. Se analizan particularmente las características de los cuerpos anómalos y su significado para determinar el modelo evolutivo del área.

Encuadre geológico

En el área de estudio se han producido importantes fenómenos de fragmentación cortical desde la ruptura inicial de Gondwanaland en el Triásico y, especialmente, desde el Cretácico hasta el Cuaternario (Barker *et al.*, 1991). En la actualidad se pueden distinguir dos placas principales, la Sudamericana y la Antártica, ambas con cortezas continentales y oceánicas. Entre ellas se localizan las placas de Scotia y de las Sandwich, cuyas cortezas son casi exclusivamente oceánicas (Fig. 2). Barker y Burrell (1977) proponen que los fragmentos continentales distribuidos en torno al Arco de Scotia formaban una conexión continua entre el extremo meridional de Sudamérica y la Península Antártica. En este sentido, las anomalías magnéticas del Mar de Scotia reflejarían los episodios de apertura (Barker *et al.*, 1991). La anomalía magnética más antigua identificada en los dos flancos de la dorsal inactiva del Estrecho de Drake en la Placa de Scotia es la C8, aunque en el sector septentrional se pue-

de identificar hasta la C10, lo que indica una edad mayor de 31 Ma para la apertura del Mar de Scotia. No obstante, junto a la Dorsal Sur de Scotia existe un espacio de más de 100 km sin anomalías magnéticas claramente definidas (Tectonic Map of Scotia Arc, 1985; Barker *et al.*, 1991). Ya en el margen Pacífico, otra placa fósil importante en la evolución del área es la de Phoenix que se sitúa en el borde de la Placa Antártica, a la cual se encuentra soldada en la actualidad desde el cese de la actividad en la dorsal Phoenix/Antártica hace unos 3,5 a 2,4 Ma (Jeffers y Anderson, 1990; Barker *et al.*, 1991; Larter y Barker, 1991a).

El margen Pacífico de la Península Antártica ha sido un margen continental activo desde la ruptura de Gondwanaland en el Mesozoico (Gambôa y Maldonado, 1990; Lawver *et al.*, 1991). Estos márgenes han dado lugar a la subducción de corteza oceánica del proto-Pacífico, antes de la ruptura del supercontinente, continuándose la subducción durante la dispersión de los fragmentos continentales (Smellie y Clarkson, 1975; Pankhurst, 1982; Pankhurst y Smellie, 1983; Grunow *et al.*, 1991). Durante el Cenozoico la subducción terminó a lo largo de la mayoría de la Península Antártica, como resultado de una serie de colisiones entre la fosa y segmentos de la dorsal Antártica-Phoenix que migraron hacia el sureste (Herron y Tucholke, 1976; Barker, 1982; Larter y Barker, 1991a). La última colisión de cresta dorsal-fosa, que

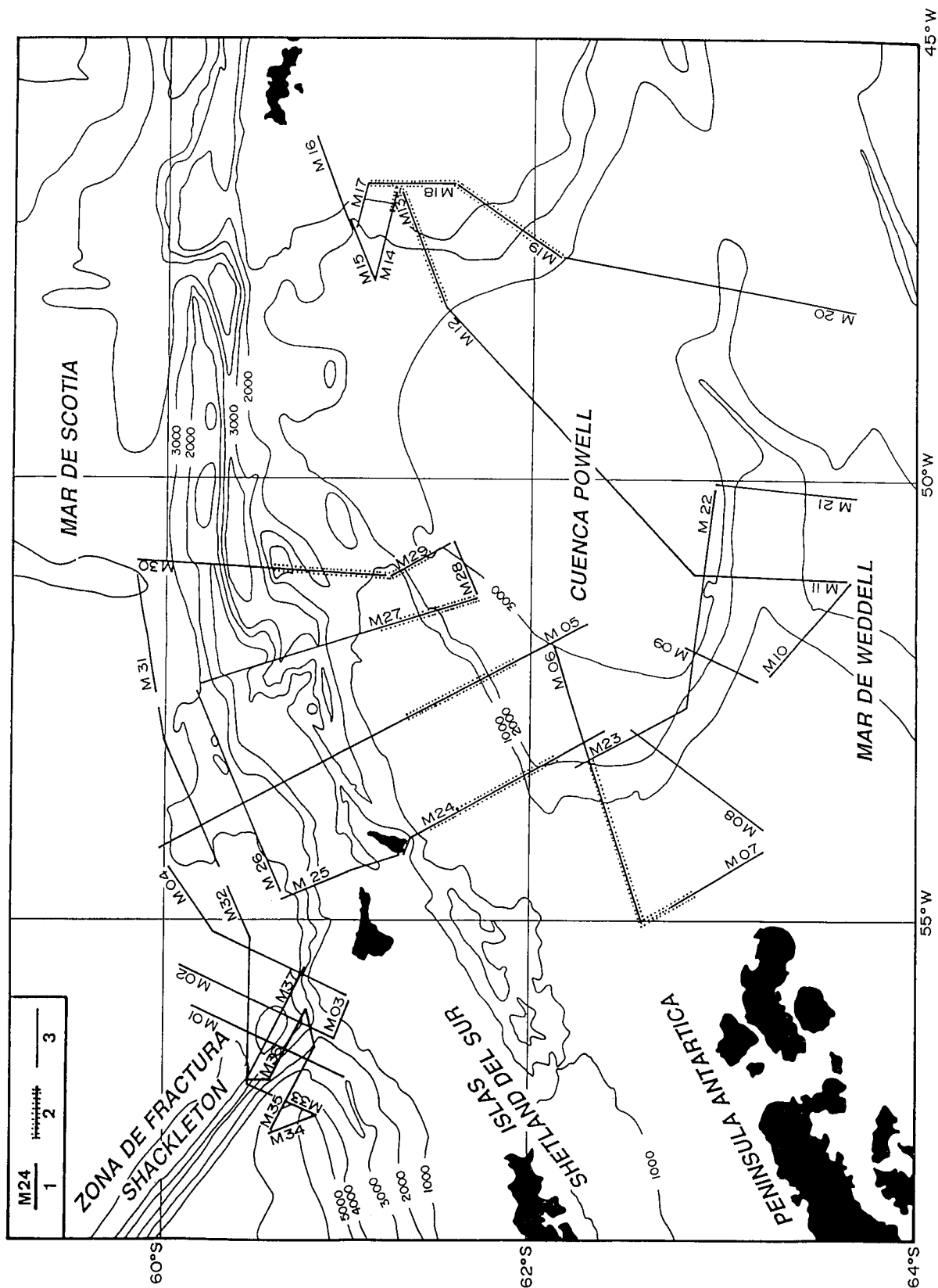


Figura 3.- Mapa batimétrico simplificado (Modificado de Tectonic Map of the Scotia Arc, 1985) con la situación de los perfiles de sismología de reflexión, magnetometría y sondas multihaz (M01 - M37) realizados durante la campaña HESANT 92-93. 1, Perfil de sismología de reflexión con numeración. 2, Zonas en las que se observa anomalía magnética de gran intensidad sobre el perfil de sismología de reflexión. 3, Isobatas de profundidad en m.

implicó un segmento de la dorsal oblicuo al margen, tuvo lugar al suroeste de la Zona de Fractura Hero (ZFH), entre 5,5-3,3 Ma (Larter y Barker, 1991b). En la actualidad, el único segmento de margen activo se localiza al noroeste de las Shetland del Sur, en el extremo de la Península Antártica (Maldonado *et al.*, 1994). Los datos de sísmica de refracción muestran que el espesor de la corteza en la plataforma de este margen en las Shetland del Sur es de 20-25 km, disminuyendo a unos 15 km en el Estrecho de Bransfield (Ashcroft, 1972), aunque estudios más recientes proponen mayores espesores de corteza, entre 30-33 km y 20-25 km respectivamente (Guterch *et al.*, 1991).

La prolongación oriental de la Península Antártica marca el límite entre el Mar de Weddell y el Mar de Scotia. Entre estos dos dominios oceánicos se sitúa la Dorsal Sur de Scotia, constituida por una serie de altos estructurales y cuencas, controladas por el movimiento de las fallas de salto en dirección que delimitan las placas Antártica y Scotia (Dalziel, 1984; Tectonic Map of the Scotia Arc, 1985). Desde hace 7 Ma, el Mar de Scotia está ocupado por la Placa Sandwich en su extremo oriental y la Placa Scotia en el resto (Fig. 2), aunque anteriormente estaba compartimentado por una serie de dorsales que subdividían los sectores central y occidental (Barker y Hill, 1981).

Entre los elementos morfoestructurales más importantes localizados a lo largo de la Dorsal Sur de Scotia destacan la Cuenca Powell y las Islas Orcadas del Sur, además de una serie de cuencas y altos estructurales de menor rango desarrollados en una compleja situación tectónica (Fig. 2). Las muestras dragadas en los márgenes de la Cuenca Powell han puesto de relieve dos asociaciones de rocas ígneas: rocas calco-alcalinas del Cretácico superior, probablemente relacionados con la subducción en el margen Pacífico, y basaltos alcalinos, recuperados predominantemente en los márgenes transformantes, correspondientes al Plioceno-Cuaternario (Barber *et al.*, 1991). El microcontinente de las Orcadas del Sur es atribuido a un fragmento de la Península Antártica, que derivó hacia levante, probablemente a partir del Eoceno superior - Oligoceno, dando lugar al desarrollo de la Cuenca Powell (King y Barker, 1988).

Adquisición y tratamiento de datos

Durante la Campaña HESANT 92/93 con el B/O Hespérides se ha estudiado mediante perfiles de sísmica multicanal, sondas multihaz y magnetometría el límite de las placas Scotia y Antártica, así como la Cuenca Powell (Fig. 3). Los detalles generales sobre la campaña, metodología y material utilizado se describen en Maldonado *et al.* (1993).

A lo largo de todo el recorrido de la campaña se realizaron medidas del campo magnético total (CMT) con un magnetómetro de protones EG&G GEOMETRICS G811/813 con una sensibilidad de 1 nT. La razón de muestreo fue de una lectura cada dos segundos, promediando los valores obtenidos a intervalos de 10 s. Estos

datos fueron registrados a intervalos de 2 min, junto con la hora y las coordenadas del barco, obtenidas cada 16 s mediante posicionamiento por satélite (GPS).

Las lecturas de CMT obtenidas han sido procesadas en el laboratorio para la obtención de las anomalías de campo magnético. Primero los datos se han filtrado para eliminar los picos causados por ruido de origen diverso. Dado que no se tenían valores de un observatorio o base próxima para confrontar los valores del CMT obtenidos en la campaña, éstos se han comparado con los observados en una estación fija en la Isla Livingston durante la campaña 1990/91 realizada por el IGN en el periodo Enero-Febrero (Casas *et al.*, 1992). El valor medio del CMT durante los 52 días de seguimiento fue 36900 nT y la variación diurna en la zona de 80 nT. A pesar de que la Isla Livingston está algo alejada del trazado de los perfiles y no coincide la época de observación, los valores obtenidos son semejantes. Además, para ver el buen comportamiento del sistema de adquisición de datos, se ha realizado un control en las zonas de cruce de los diversos perfiles. Una vez comprobado que los datos eran correctos, han sido reducidos utilizando el International Geomagnetic Reference Field (coeficientes de 1991, I.A.G.A., 1991).

A continuación los datos se han preparado en forma de perfiles para su interpretación. Sobre la dirección de cada perfil se ha calculado la distancia de cada punto de medida al inicio de éste. Los datos se han filtrado a intervalos de 1,2 km aproximadamente, que supone tener resolución para las longitudes de onda superiores a 2,4-2,5 km. En la Figura 3 se indican en punteado los tramos en los que se observa anomalía magnética de gran intensidad.

Descripción de los perfiles de anomalía magnética

Los datos de campo magnético correspondientes a los perfiles de la zona límite entre las placas Scotia y Antártica, una vez reducidos y uniformizados, se representan con un origen común situado en la intersección de cada perfil con la línea orientada N60°E que pasa por el punto de unión de los perfiles MG29 y MG30 (Fig. 4A). Los perfiles MG29 y MG30 se han unido para la representación, a pesar de que su orientación no es la misma. La parte más septentrional de los perfiles se ha situado a la izquierda de la figura y se han ordenado por distancias con respecto a un eje NE-SW situado en la prolongación de la Península Antártica (Fig. 3). En general, los cuatro perfiles presentan valores para la anomalía del orden de 500 nT llegando en algunos casos hasta 1000 nT (perfiles MG24 y MG27). La morfología de las anomalías observadas en los perfiles MG24, MG05 y MG27, aproximadamente paralelos entre sí, es semejante (Fig. 4A). En ellos se pueden correlacionar los máximos y los mínimos, si bien existe un pequeño desplazamiento de las anomalías hacia el sur al desplazarse hacia el noreste en la Dorsal Sur de Scotia. Éstas tienen aproximadamente una longitud de 80 km y todos los perfiles presentan un tramo de anomalía negativa. Sobre las anomalías de baja

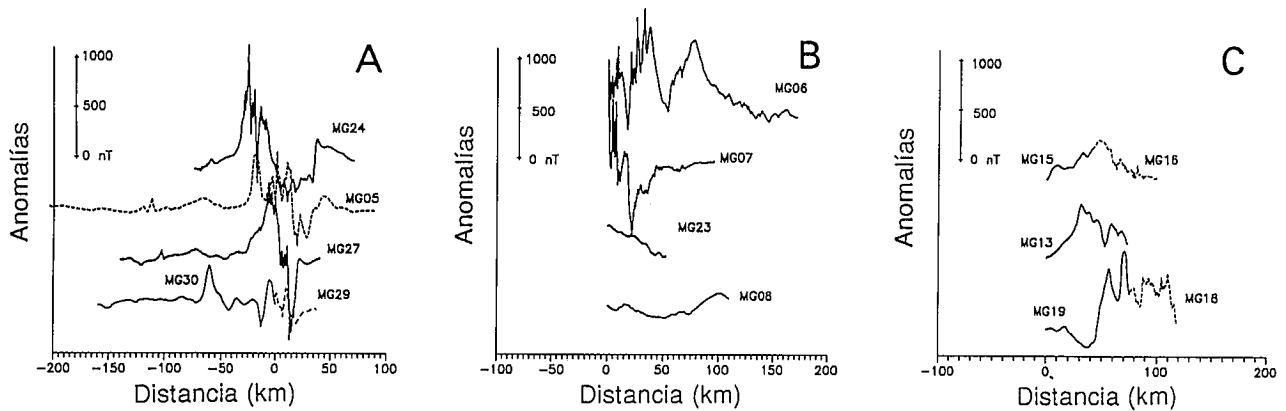


Figura 4.- Comparación de las anomalías magnéticas observadas en los perfiles que atraviesan los distintos márgenes de la Cuenca Powell. Eje horizontal: Distancias en km. Escala vertical sobre cada traza: anomalía magnética en nT. A, Borde septentrional. El extremo izquierdo corresponde al extremo septentrional de cada perfil. Distancias a un origen común (detalles en texto). B, Perfiles significativos que atraviesan el margen occidental. El extremo izquierdo corresponde al extremo occidental de cada perfil. C, Perfiles significativos que atraviesan el margen oriental. El extremo izquierdo corresponde al extremo occidental de cada perfil.

frecuencia se observan variaciones de alta frecuencia con longitudes de onda del orden de 8 km. Los valores de la anomalía en los perfiles MG29/MG30 son menores que en el resto y presentan un comportamiento distinto.

Los perfiles de los bordes oriental y occidental de la Cuenca Powell muestran un comportamiento distinto que los anteriores (Fig. 4 B,C). En el margen occidental, mientras que los perfiles MG08 y MG23 no muestran grandes anomalías, los perfiles MG06 y MG07 presentan variaciones que superan los 1000 nT (Fig. 4B). En el borde oriental los perfiles no presentan variaciones tan importantes como los anteriores, a excepción del MG19 que muestra una variación de baja frecuencia de 1000 nT (Fig. 4C).

Modelización de las anomalías magnéticas

Se han modelizado las anomalías magnéticas obtenidas en los perfiles que atraviesan la Dorsal Sur de Scotia, en la zona límite entre las placas Scotia y Antártica, por ser las que presentan mayor intensidad. La interpretación de cada perfil de anomalía se realiza independientemente, suponiendo que las anomalías están producidas por cuerpos bidimensionales de distinta susceptibilidad y despreciando las anomalías de alta frecuencia. Los cuerpos se ajustan considerando que la anomalía magnética está únicamente producida por magnetización inducida. Estudios realizados en muestras de las rocas ígneas que afloran en la Península Antártica indican que la magnetización remanente es subparalela a la inducida y que el coeficiente de Königsberger es aproximadamente igual a la unidad (Garrett, 1990; Maslanyj *et al.*, 1991). Por ello, se ha supuesto que, en caso de existir magnetización remanente, ésta estaría superpuesta a la inducida.

En la Tabla I se presentan los valores utilizados en la modelización y en la Fig. 5 se presenta la sección en profundidad de los cuerpos obtenidos en el ajuste de cada perfil, así como las observaciones experimentales y las obtenidas teóricamente a partir del modelo. Se observa que las anomalías se justifican con cuerpos de distinta

geometría con valores de susceptibilidad magnética equivalente comprendidos entre 0,04 y 0,1 SI, todos ellos orientados en dirección N60°E, siendo esta orientación coincidente con la que indica la batimetría.

En el ajuste de los tres perfiles principales (MG24, MG05 y MG27) se consideran dos cuerpos. El cuerpo más septentrional, de sección de dimensiones limitadas, tiene su base situada en torno a los 15 km de profundidad y su techo, de geometría complicada, a veces muy superficial (1, Fig. 5). El segundo cuerpo, con sección de forma tabular, se sitúa más profundo, entre 5 y 11 km de profundidad (2, Fig. 5). Este cuerpo es necesario considerarlo para reproducir el campo observado. Existe una buena correlación entre la batimetría, obtenida en los perfiles de sismica de multicanal, y la morfología de los cuerpos cuando el espesor de sedimentos es escaso. Además, se ha observado una buena correlación de los cuerpos magnéticamente anómalos con el zócalo acústico determinado mediante perfiles sísmicos. Se ilustra, como ejemplo, el extremo meridional del Perfil de sismica de reflexión M27, donde el cuerpo magnéticamente anómalo 1 coincide con el sustrato acústico en la corteza continental y el 2 con la corteza oceánica (Fig. 6).

Las anomalías magnéticas en los perfiles MG29 y MG30 se justifican con cuerpos de características parecidas al cuerpo 1 no siendo necesario para la modelización suponer que existe el cuerpo más profundo de forma tabular (Fig. 5). La interpretación de estos dos perfiles se ha realizado de manera separada teniendo en cuenta su distinta orientación en relación con la dirección del cuerpo.

Las magnetizaciones calculadas para los distintos cuerpos están comprendidas entre 1 y 3 A/m. La localización de los cuerpos se ha determinado a partir de los datos de navegación, observándose la buena correlación entre los cuerpos y la batimetría (Fig. 7).

Discusión y conclusiones

Entre la Península Antártica y el microcontinente de las Orcadas del Sur se localiza, en el extremo septentrio-

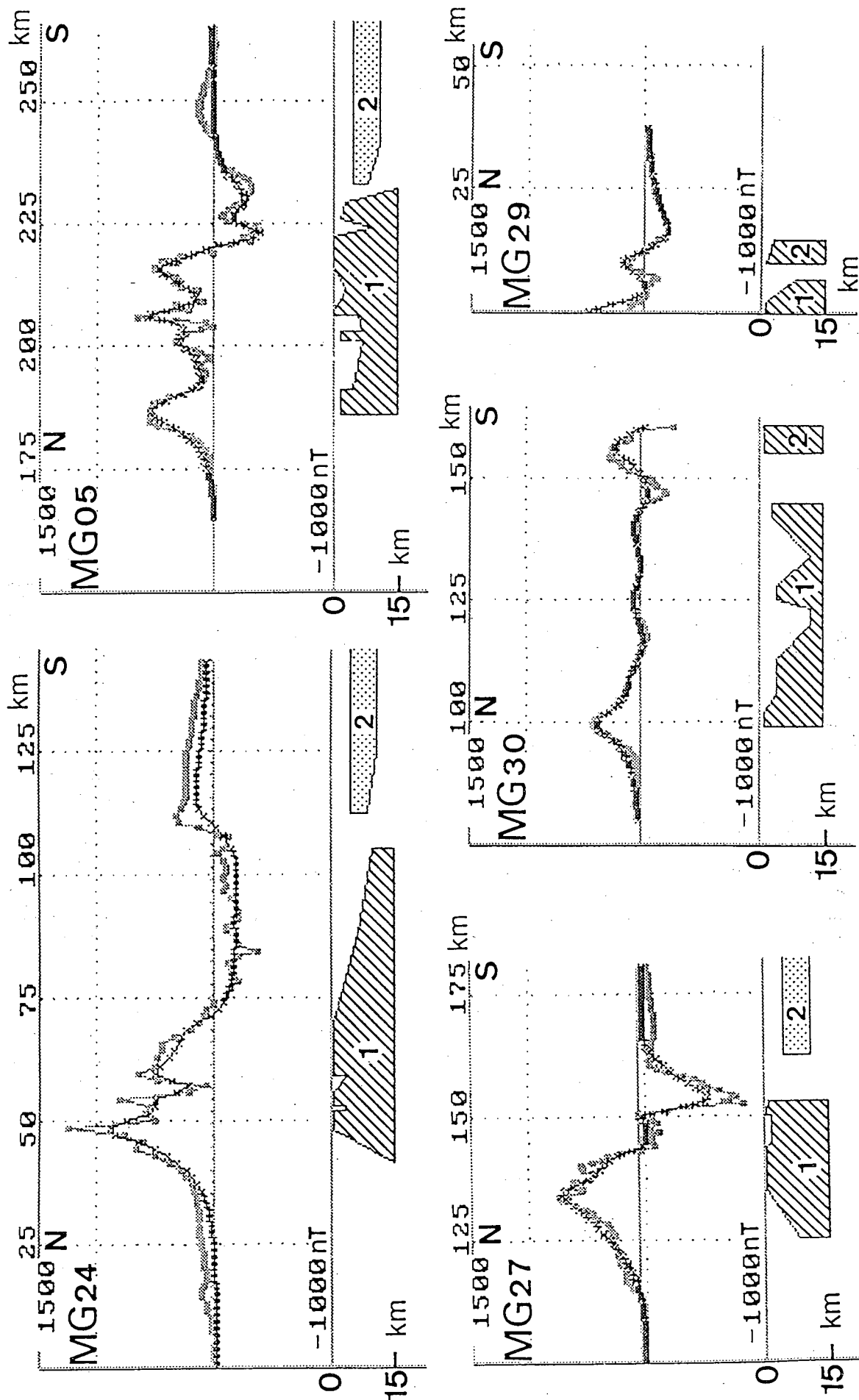


Figura 5.- Interpretación de las anomalías magnéticas observadas en los perfiles del borde norte de la Cuenca Powell (MG24, MG05, MG27, MG30 y MG29). Para cada perfil: a) Parte superior: anomalías magnéticas observadas en gris y teóricas en negro, en nT. b) Parte inferior: sección en profundidad de los cuerpos bidimensionales anómalos (1 y 2) cuyas características están indicadas en la Tabla I. Escala horizontal para ambas partes: distancias en km al inicio del perfil (Discusión en el texto).

Tabla I. Parámetros utilizados en la modelización de las anomalías magnéticas en los diversos perfiles que atraviesan el borde septentrional de la Cuenca Powell.

PERFIL	MG24	MG05	MG27	MG29	MG30
I. Campo Total (nT)	36000	35000	35000	35400	35000
Dir. Perfil	N 155° E	N 155° E	N 160° E	N 150° E	N 185° E
Orient. cuerpos	N 60° E	N 60° E	N 60° E	N 60° E	N 60° E
Susc. Eq. (SI) Cuerpo 1	0,08	0,07	0,07	0,06	0,04
Susc. Eq. (SI) Cuerpo 2	0,1	0,07	0,05	0,05	0,05

nal de la Cuenca Powell, el fragmento de la Dorsal Sur de Scotia, cuyo significado geofísico se analiza en este estudio. La banda de anomalías magnéticas positivas de la Península Antártica, con orientación NE-SW paralela al margen pacífico de la misma, se produce probablemente por un batolito lineal de rocas ígneas básicas (Parrá *et al.*, 1984, 1988; Garrett *et al.*, 1987). Se ha podido observar una correlación de la banda de anomalías con afloramientos de gabros de edad Cretácico en distintas áreas del borde pacífico de la Península Antártica (Maslanyj *et al.*, 1991). La edad de los gabros y el paralelismo de la banda de anomalías con la orientación de este margen, que ha sido activo durante el Mesozóico, sugiere que el cuerpo de rocas ígneas básicas fué emplazado en este periodo de tiempo, probablemente en relación con el arco magmático asociado a la zona de subducción del proto-Pacífico bajo la Placa Antártica (Garrett y Storey, 1987; Garrett, 1990).

La banda de anomalías magnéticas, que se fragmenta en dos ramas en la Isla Adelaida, presenta en el Estrecho del Bransfield una separación superior entre sus ramas

que en el extremo noreste de la Península Antártica (Fig. 1). Esta separación ha de ser debida probablemente a la expansión en esta cuenca de tipo retroarco. Una de las ramas se localiza a lo largo de las Islas Shetland y la otra se sitúa en el margen de la Península Antártica (Fig. 1). En el área estudiada se observa la continuación de estas anomalías. Aunque las observaciones realizadas no cubren totalmente el área investigada, las anomalías observadas sugieren que en ella las dos ramas se sitúan mucho más próximas entre sí, debido a la disminución hacia el noreste de la expansión en el Estrecho de Bransfield. Proponemos que la rama norte continúa probablemente por los fragmentos de corteza continental localizados al norte de la Cuenca Powell, mientras que la rama sur se localiza en los márgenes pasivos oriental y occidental de la Cuenca Powell (Fig. 3).

En el borde occidental de la Cuenca Powell, la anomalía del perfil MG06 está limitada al área de corteza continental quedando interrumpida hacia la cuenca, como lo indica la no existencia de anomalía en el perfil MG23. La desaparición de la anomalía en el perfil MG07 y la no existencia de anomalía en MG08 delimitan hacia el sureste la extensión del cuerpo anómalo. En el margen oriental también se observa el mismo comportamiento en los perfiles MG13 y MG19/MG18. En estos perfiles también se puede relacionar las anomalías con la corteza continental.

A partir de la interpretación de las anomalías magnéticas a lo largo de los perfiles de la zona límite entre las placas Scotia y Antártica se han obtenido dos tipos diferentes de cuerpos anómalos orientados en la dirección N60°E con susceptibilidades equivalentes semejantes. La sección de estos cuerpos según los diversos perfiles está representada en la Fig. 7.

El grupo de cuerpos más septentrional, con base a 15

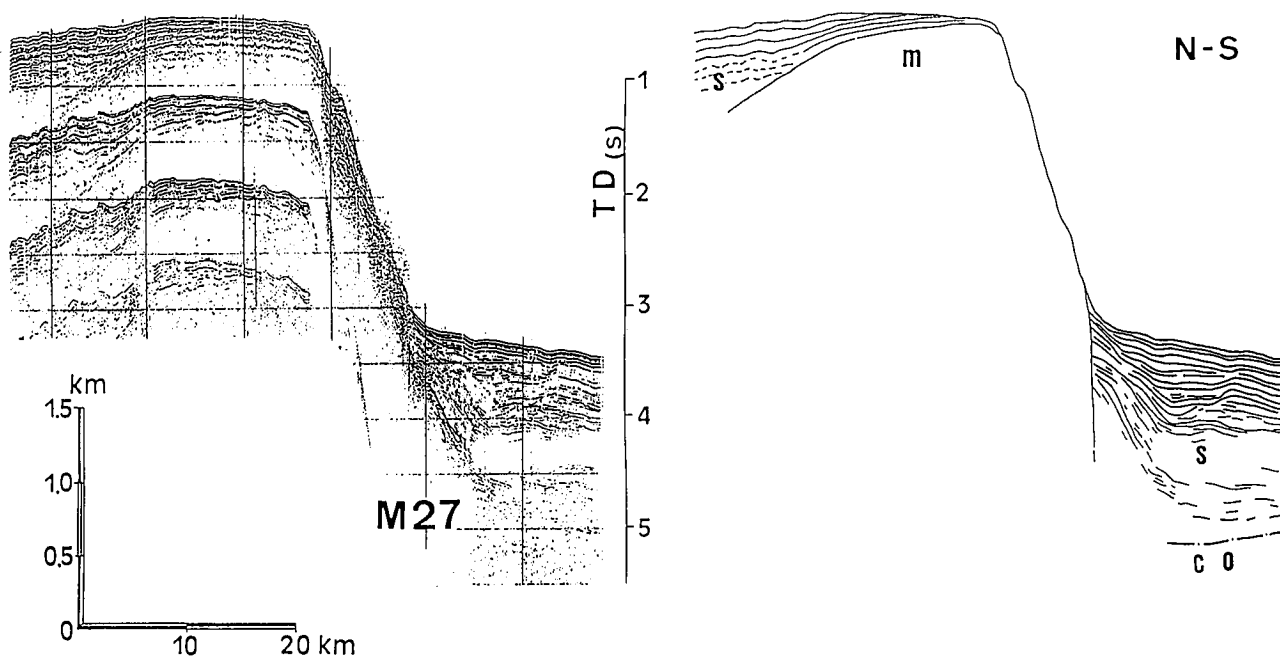


Figura 6.- Extremo meridional del Perfil de sísmica de reflexión M27. Leyenda: s, depósitos sedimentarios; m, sustrato acústico en corteza continental; co, corteza oceánica. El techo del cuerpo magnéticamente anómalo 1 coincide con el techo del sustrato acústico de la corteza continental y el cuerpo 2 con el con el sustrato acústico de la corteza oceánica.

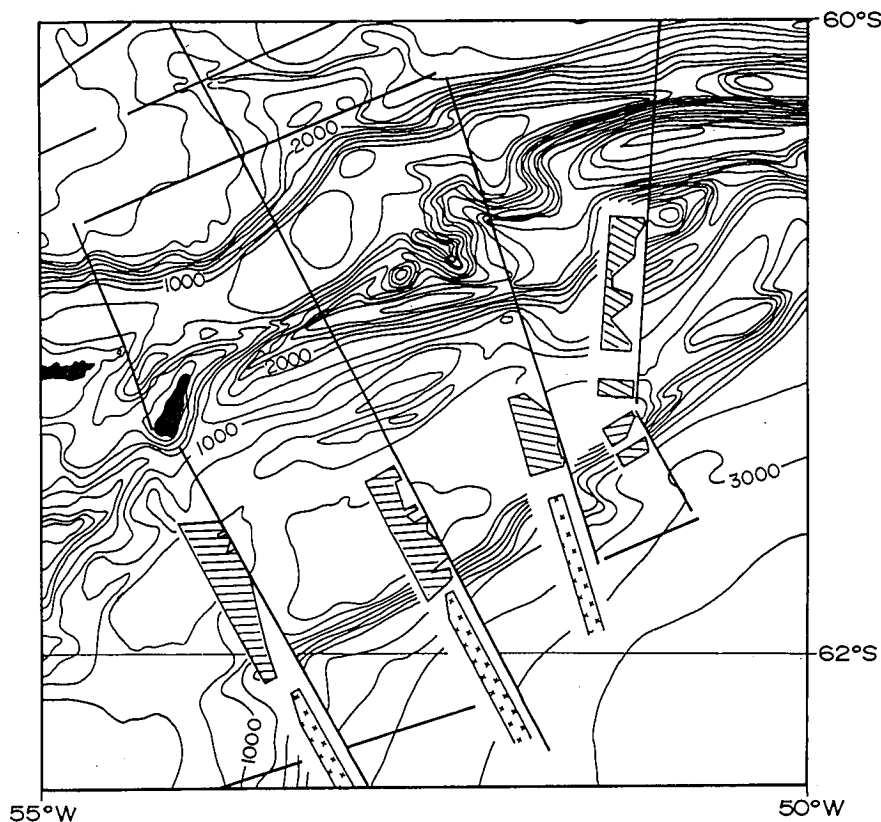


Figura 7.- Situación de los perfiles sobre el mapa batimétrico del borde septentrional de la Cuenca Powell (Tectonic Map of the Scotia Arc, 1985). Sobre éstos se ha situado, a escala, la sección de los cuerpos (1 y 2) magnéticamente anómalos determinados en la modelización. Isolinías en m.

km de profundidad, se ha asociado a un cuerpo batolítico, continuación del que produce la PMA en la Península Antártica. Las dimensiones de la sección del cuerpo, la profundidad de su base y los valores de susceptibilidad equivalente, semejantes a los cuerpos obtenidos en gran parte de los estudios anteriores (Garrett, 1990; Garrett *et al.*, 1987) apoyan esta hipótesis, aunque no coinciden con los establecidos por Watters (1972). Las susceptibilidades de los cuerpos anómalos que se necesitan para modelar dichas anomalías han de estar comprendidas entre 0,04 y 0,1 SI, valores que se corresponden con los gabros analizados por Beck *et al.* (1968) y Maslanyj *et al.* (1991) en la Península Antártica. Por ello, y por la continuidad geográfica, puede deducirse que se trata del mismo cuerpo batolítico de rocas ígneas básicas.

Por otra parte, el hecho de que la rama sur esté separada por la Cuenca Powell indica que el cuerpo anómalo debió de emplazarse antes del Eoceno superior - Oligoceno, edad de apertura de dicha cuenca (King y Barker, 1988), fragmentándose dicho cuerpo anómalo durante el Cenozoico. Esto es congruente con la edad Cretácica determinada en los gabros de la Península Antártica. La continuación de la banda de anomalías hasta el bloque continental de las Orcadas del Sur sugiere que la subducción mesozóica del margen pacífico de la Península Antártica era activa hasta donde se localizaba el microcontinente de las Orcadas del Sur antes de la fragmentación de la Península Antártica.

Por otra parte, para ajustar el campo observado en tres de los perfiles (MG05, MG24 y MG27) es necesario suponer un cuerpo anómalo de forma tabular situado entre 5 y 11 km, que se ha asociado a la corteza oceánica de la Cuenca Powell. La anomalía que provoca este cuer-

po puede estar relacionada con el tránsito entre corteza continental y oceánica. Se observa que su situación coincide con el tránsito entre cortezas detectado a partir de la batimetría y perfiles sísmicos realizados en el área (Figs. 6 y 7). Esta anomalía se debe probablemente al tránsito muy brusco entre rocas con susceptibilidades distintas. El origen de la anomalía podría tener una relación directa con la historia evolutiva de la Cuenca Powell y podría ser debido a que el margen norte de la Cuenca Powell fué, durante la apertura de la cuenca, un margen transformante que actualmente separa bruscamente los fragmentos de corteza continental de la Dorsal Sur de Scotia, de la corteza oceánica de la Cuenca Powell (Maldonado *et al.*, 1993). El hecho de que los cuerpos anómalos tengan su base a una mayor profundidad en la corteza continental (15 km) que en la corteza oceánica (11 km) es congruente con un mayor gradiente de temperaturas en la corteza oceánica y con los espesores de las mismas. En el perfil MG29 no se observa de forma tan marcada la anomalía. Ello puede ser debido a que el perfil no entra tan netamente en la corteza oceánica, sino en una corteza de transición más extensa. Al ser el tránsito de corteza continental a oceánica gradual, la variación de las susceptibilidades de las rocas puede ser progresiva, no reflejándose en el campo magnético (Fig. 7).

El estudio comparativo de los perfiles de sísmica y los perfiles magnéticos indica una respuesta magnética variable de la corteza continental de la Dorsal Sur de Scotia. En la parte meridional de la Dorsal Sur de Scotia, el zócalo en la corteza continental es magnéticamente anómalo, coincidiendo los cuerpos anómalos con el zócalo acústico determinado en los perfiles de sísmica de reflexión (Fig. 6). Sin embargo, en los elementos de cor-

teza continental situados más septentrionalmente y cuya morfología se identifica bien en el mapa batimétrico como zonas de menor profundidad (Figs. 3, 7), no se encuentran cuerpos magnéticamente anómalos. Ello indica una variación litológica del zócalo que, mientras que en el sur debe estar compuesto por rocas ígneas básicas, hacia el norte puede estar formado bien por rocas ígneas más ácidas o bien por rocas metamórficas de corteza continental.

En la Dorsal Sur de Scotia, el zócalo de los elementos de corteza continental está claramente fragmentado en diversos bloques tal y como se muestra en el modelo del perfil MG30 que, además, está de acuerdo con la batimetría. Esta fragmentación, de edad cenozoica, produce la formación de diversas cuencas asimétricas cuyo desarrollo está condicionado por la evolución tectónica del límite entre las placas de Scotia y Antártica (Maldonado *et al.*, 1993).

Se puede concluir que la comparación de los datos de magnetometría, batimetría y sísmica es esencial para caracterizar la naturaleza del zócalo de los elementos de la corteza continental en el extremo noreste de la Península Antártica, su evolución y precisar el límite entre las cortezas continentales y oceánica.

F. Aldaya, J.C. Balanyá, H. Lossouarn, R.A. Livermore, F.M. Monseñe, J. Rodríguez-Fernández, M. Roussanov, C. Sanz de Galdeano y C. Viseras participaron junto con los autores en la obtención de los datos de la campaña. Los autores quieren agradecer la colaboración del comandante del B/O Hespérides, C. F. Victor Quiroga Martínez y de todos los oficiales y tripulación. Queremos agradecer al Dr. M. Torta del Observatorio del Ebro (Roquetas) la cesión del programa de cálculo del I.G.R.F. (1991). Los comentarios de los Dres. E. Banda y A. Marcos han contribuido a mejorar la calidad del trabajo. Este estudio se incluye dentro del Proyecto Programa Antártico Español (CICYT, proyectos ANT 93-0939 y ANT 94-0020).

Es nuestro deseo dedicar este trabajo a la memoria de Florencio Aldaya, trágicamente fallecido en accidente de aviación pocos días después de someter el artículo. Durante el contacto diario como colegas y amigos su presencia nos ha servido continuamente como fuente de estímulo científico y humano. Siempre añoraremos su participación en nuestra investigación sobre la Antártida y su espíritu estará con nosotros en las futuras campañas oceanográficas con el B/O HESPERIDES, una de sus fuertes pasiones humanas y científicas.

E. Suriñach, J. Galindo-Zaldívar y A. Maldonado

Bibliografía

- Ashcroft, W.A. (1972): Crustal structure of the South Shetland Islands and Bransfield Strait. *British Antarctic Survey Science Rep.*, 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: *Geological Evolution of the Antarctica*. (Thomson, M.R.A., Crame, J.A. y Thomson, J.W., Eds.). Cambridge University Press, 361-367.
- Barker, P.F. (1982): Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions. *Jour. Geol. Soc.*, 139: 787-801.
- Barker, P.F. y Burrell, J. (1977): The opening of Drake Passage. *Mar. Geol.*, 25: 15-34.
- Barker, P.F. y Hill, I.A. (1981): Back-arc extension in the Scotia Sea. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A300: 249-262.
- Barker, P.F., Dalziel, I.W.D. y Storey, B.C. (1991): Tectonic development of the Scotia Arc region. In: *Antarctic Geology* (Tingey, R.J., Ed.). Clarendon Press, Oxford, 215-248.
- Beck, M.E., Ford, A.B. y Boyd, W.W. (1968): Paleomagnetism of a stratiform intrusion in the Pensacola Mountains, Antarctica. *Nature*, 217: 534-535.
- Casas, B., Avalo, J.A., Marín, V., Merino, J. y Socías, I. (1992): Levantamiento magnético en la Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. In: *Geología de la Antártida Occidental*. (López Martínez, J., Ed.). III Congr. Geol. Esp. SGE y VIII Congr. Latinoamer. Geol., 241-250.
- Dalziel, I.W.D. (1984): Tectonic evolution of a forearc terrane. Southern Scotia Ridge, Antarctica. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 200: 32 p.
- Gambôa, L.A.P. y Maldonado, P.R. (1990): Geophysical investigations in the Bransfield Strait and in the Bellingshausen Sea-Antarctica. In: *Antarctica as an Exploration Frontier Hydrocarbon Potential, Geology and Hazards*. (John, B.St., Ed.) AAPG Studies in Geology. Tulsa, 31: 127-142.
- Garrett, S.W. (1990): Interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula. *Jour. Geophys. Res.*, 95: 6759-6777.
- Garrett, S.W. (1991): Aeromagnetic studies of crustal blocks and basins in West Antarctica: a review. In: *Geological Evolution of the Antarctica*. (Thomson, M.R.A., Crame, J.A. y Thomson, J.W., Eds.). Cambridge University Press, 251-256.
- Garrett, S.W. y Storey, B.C. (1987): Lithospheric extension on the Antarctic Peninsula during Cenozoic subduction. In: *Continental Extensional Tectonics*. (Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L., Ed.) *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 28: 419-431.
- Garrett, S.W., Renner, R.G.B., Jones, J.A. y McGibbon, K.J. (1987): Continental magnetic anomalies and the evolution of the Scotia Arc. *Earth Planet. Sci. Letters*, 81: 273-281.
- Grunow, A.M., Kent, D.V. y Dalziel, I.W.D. (1991): New paleomagnetic data from Thurston Island: implications for the tectonics of West Antarctica and Weddell Sea opening. *Jour. Geophys. Res.*, 96: 17935-17954.
- 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: *Geological Evolution of Antarctica*. (Thomson, M.R.A., Crame, J.A. y Thomson, J.W., Eds.), Cambridge University Press, 409-504.
- Harrington, P.K., Barker, P.F. y Griffiths, D.H. (1972): Crustal structure of the South Orkney Islands area from seismic refraction and magnetic measurements. In: *Antarctic Geology and Geophysics*. (Adie, R.J., Ed.), Universitetsforlaget, 27-32.
- Herron, E.M. y Tucholke, B.E. (1976): Sea-floor magnetic patterns and basement structure in the southeastern Pacific. In: *Initial Reports Deep Sea Drilling Project*. (Hollister, C.D., Craddock, C., et al. Eds.) Washington D.C., 35:263 - 278.
- I.A.G.A. (1991): International Geomagnetic Reference Field, 1991 Revision. *Pure Appl. Geophys.*, 173, 3:301-307.
- Jeffers, J.D. y Anderson, J.B. (1990): Sequence Stratigraphy of the Bransfield Basin, Antarctica: Implications for tectonic history and hydrocarbon potential. In: *Antarctica as an Exploration Frontier-Hydrocarbon Potential*. (John, B. St. Ed.). *Geology and Hazards*. AAPG Studies in Geology, 31:13-30.
- King, E.C. y Barker, P.F. (1988): The margins of the South Orkney microcontinent. *Jour. Geol. Soc.*, 145: 317-331.
- Larter, R.D. y Barker, P.F. (1991a): Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: Forces on a young subducting plate. *Jour. Geophys. Res.* 96, B12:19583-19607.
- Larter, R.D. y Barker, P.F. (1991b): Neogene interaction of tectonic and glacial processes at the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. In: *Sedimentation, Tectonics and Eustasy*. (McDonald, D.I.M., Ed.), *Sp. Pub. of the I.A.S.*, Blackwell, 12: 165-186.
- Lawver, L.A., Royer, J., Sandwell, D.T. y Scotese, C.R. (1991): Evolution of the Antarctic continental margins. In: *Geological Evolution of Antarctica*. (Thomson, M.R.A., Crame, J.A. y Thomson, J.W. Eds.), Cambridge University Press, 539-553.
- Maldonado, A., Aldaya, F., Balanya, J.C., Galindo-Zaldívar, J., Livermore, R.A., Monseñe, F.M., Rodríguez-Fernández, J., Roussanov, M., Sanz de Galdeano, C., Suriñach, 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 B/O HESPERIDES. *Scientia Marina*, 57: 79-89.

- Maldonado, A., Larter, R. y Aldaya, F. (1994): Forearc tectonic evolution of the South Shetland margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 13, 6:1345-1370.
- Maslanyj, M. P. y Storey, B.C. (1990): Regional aeromagnetic anomalies in Ellsworth Land: crustal structure and mesozoic microplate boundaries within West Antarctica. *Tectonics*, 9, 6: 1515-1532.
- Maslanyj, M.P., Smith, A. M. y Garret, S.W. (1991): Aeromagnetic anomaly map of west Antarctica (Weddell Sea Sector). *BAS Geomap Series*, 34 p.
- Pankhurst, R.J. (1982): Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica, *Jour. Geol. Soc.*, 139:701-712.
- Pankhurst, R.J. y Smellie, J.L. (1983): K-Ar geochronology of the South Shetland Islands, Lesser Antarctica: apparent lateral migration of Jurassic to Quaternary island arc volcanism. *Earth Planet. Sci. Letters*, 66: 214-222.
- Parra, J.C., González-Ferrán, O. y Bannister, J. (1984): Aeromagnetic survey over the South Shetland Islands, Bransfield Strait and part of the Antarctic Peninsula. *Rev. Geol. Chile*, 23: 3-20.
- Parra, J.C., Yañez, G. y USAC-Group (1988): Aeromagnetic survey on the Antarctic Peninsula and surrounding seas: integration of the data obtained at different altitudes. *Ser. Cient. INACH*. 38: 117-131.
- Smellie, J.L. y Clarkson, P.D. (1975): Evidence for pre-Jurassic subduction in Western Antarctica. *Nature*, 258: 701-702.
- Tectonic Map of the Scotia Arc (1985): *British Antarctic Survey (BAS) Sheet (Misc) 3*, Edition 1. Scale 1:3000000.
- Watters, D.G. (1972): Geophysical investigation of a section of the South Scotia Ridge. In: *Antarctic Geology and Geophysics*. (Adie, R.J., Ed.) Universitetsforlaget, 33-38.
- Manuscrito previamente sometido a revisión para su publicación en un volumen especial, recibido el 20 de Julio de 1995 y aceptado el 7 de Agosto de 1995*