

Grosor de la corteza oceánica en dorsales de expansión y alrededores en el Paso del Drake (Antártida) a partir de inversión numérica de datos gravimétricos

Oceanic crustal thickness in areas of spreading ridges in Drake Passage (Antarctica) from numerical inversion of gravity data.

E. Suriñach ⁽¹⁾, E.L. Flores-Márquez ⁽²⁾, J. Galindo-Zaldívar ⁽³⁾ y A. Maldonado ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, España, emma.surinach@ub.edu

⁽²⁾ Instituto de Geofísica, UNAM, Cd. Universitaria, Circuito Exterior, 04510. México, D.F. México, leticia @tonatiuh.igeofcu.unam.mx

⁽³⁾ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada. 18071 Granada, España, jgalindo@ugr.es

⁽⁴⁾ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC/Universidad Granada). 18002 Granada, España, amaldona@ugr.es

RESUMEN

The high density of geophysical data (gravity, bathymetry...) collected in the ANTPAC 97/98 cruise by the Spanish BIO Hespérides allows us to obtain the crustal thickness of the areas near the intersection of the Shackleton Fracture Zone and the West Scotia Ridge (Z1), and the P2 segment of the Phoenix-Antarctic Ridge (Z2) by means of inversion methods. Data were merged with that of the Global Gravity Grid and the Global Sea Floor Topography (Sandwell and Smith, 1997). The effect of the bathymetry on the Free Air anomaly was eliminated previously. Differences in the crustal thickness in both areas are presented.

Key words: 3D Gravity anomaly Numerical Inversion, Drake Passage, Crustal thickness, Shackleton Fracture Zone, Antarctic - Phoenix Ridge.

Geogaceta, 41 (2007), 223-226
ISSN: 0213683X

Introducción

El paso del Drake, que separa las placas Sudamericana y la Península Antártica, se abrió entre el Oligoceno y el Plioceno durante el desarrollo del Arco de Scotia (Barker et al., 1991) (Figura 1). La Zona de Fractura Shackleton, falla transpresiva sinistral con orientación NO-SE, es la que acomoda el movimiento relativo entre las placas Antártica y Sudamericana en el entorno del límite Scotia-Antártica (Pelayo y Wiens, 1989; Livermore et al., 1994; Galindo Zaldívar et al., 1996; Maldonado et al., 2000). En el Paso del Drake se localiza la Placa Phoenix, de naturaleza oceánica, limitada al NE y al SO por las zonas de Fractura Shackleton (ZFS) y Hero (ZFH), respectivamente. Se estima que la Placa Phoenix pasó a formar parte de la Placa Antártica hace 3.3 millones de años debido al cese en la expansión de la Dorsal Phoenix-Antártica (Livermore et al., 2000). Actualmente se conservan 3 segmentos de esta dorsal (P1, P2, P3), siendo el segmento más septentrional el P1 que limita al NO con la ZFS. El segmento P2 está limitado por las fracturas E y D (Figura 1) (Larter and Barker, 1991; Eagles,

G., 2003). La estructura de la Placa Antártica en las proximidades del paso de Drake fue controlada por la progresiva subducción de la extinta Dorsal Phoenix-Antártica en el margen Pacífico de la Península Antártica. La ZFS, debido a la evolución tectónica en la región, llegó a constituir una falla transformante entre la Dorsal Phoenix-Antártica y la Dorsal Occidental de Scotia (DOS). Mientras que la DOS cesó después de la anomalía magnética 3A (~6,4 Ma), el cese en la expansión de la Dorsal Phoenix-Antártica tuvo lugar después de la anomalía 2A (3.3 Ma) (Livermore et al., 2000; Maldonado et al., 2000). Toda la zona presenta, no obstante, sismicidad que ha sido estudiada por Pelayo y Wiens (1989), Galindo-Zaldívar et al. (1996), y Giner-Robles et al. (2003). Vemos, por tanto, que diversos trabajos han profundizado en el estudio de las características tectónicas del área en la que se encuentran diversas estructuras que juegan un papel importante en la historia evolutiva de la región (Figura 1).

Durante la campaña ANTPAC 97/98 a bordo del B/O Hespérides la zona de intersección de la Fractura Shackleton y la Dorsal Occidental de Scotia, que denominaremos Z1, y el segmento P2 de la



Fig. 1.- Zona de estudio en el Paso del Drake dentro del contexto geológico del Arco de Scotia. Se muestran los principales rasgos tectónicos.

Fig. 1.- Location of the study area, in the Scotia Arc geological context with main tectonic features.

extinta Dorsal Phoenix-Antártica en la placa Antártica, que denominaremos Z2, fueron exploradas geofísicamente (gravimetría, magnetometría, sísmica de reflexión multicanal y sonda multihaz; ver detalles en Maldonado et al., (2000) y Galindo-Zaldívar et al., (2000)) (Figura 2). La interpretación de los datos de gravimetría nos ha permitido obtener las características 3D de la corteza que presentamos a continuación.

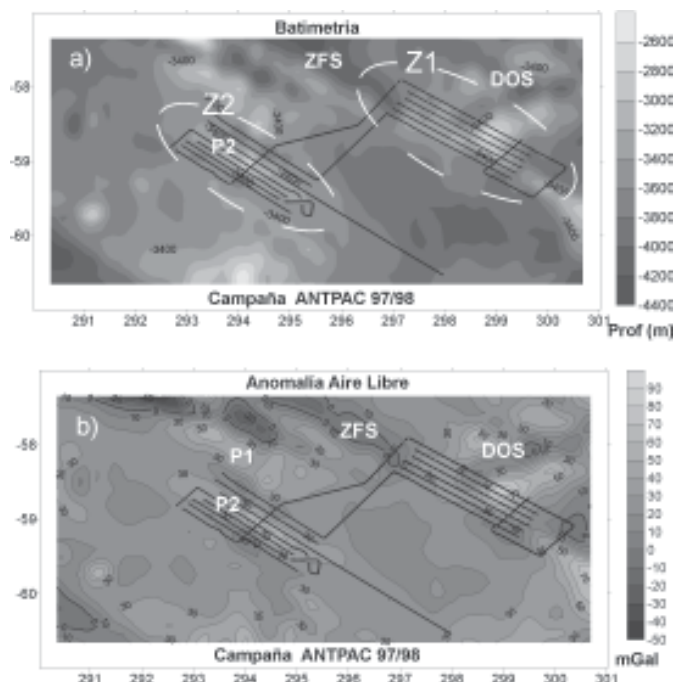


Fig. 2.- Situación de los perfiles geofísicos de la campaña ANTPAC 97/98 (líneas negras) en el paso del Drake sobre a) mapa batimétrico (m) y b) Mapa de Anomalía de Aire Libre (mGal) obtenido de la base GGSFT (Sandwell y Smith, 1997). DOS: Dorsal Occidental de Scotia; ZFS: Zona de Fractura Shackleton; P1 y P2: segmentos de la extinta Dorsal Phoenix-Antártica. Z1 y Z2 en a): áreas estudiadas citadas en el texto.

Fig. 2.- Location of the ANTPAC 97/98 geophysical profiles (black lines) in the Drake Passage on a) Bathymetric map (m) and Free Air anomaly map (mGal) from GGSFT data base (Sandwell y Smith, 1997). DOS: West Scotia Ridge; ZFS: Shackleton Fracture Zone; P1 and P2: Phoenix-Antarctic Ridge; Z1 and Z2 in a): Study areas mentioned in the text.

Metodología y resultados

La alta densidad en la cobertura de datos gravimétricos y de batimetría obtenidos en la campaña ANTPAC 97/98 permite la aplicación de métodos geofísicos que incluyen análisis espectral y métodos de inversión numérica para la obtención de la estructura cortical. El proceso de análisis se realizó a partir de la Anomalía de Bouguer. No obstante, dadas las características morfológicas de las zonas estudiadas, previamente a la ejecución de los procesos mencionados ha sido necesaria la adecuación de los datos de gravedad obtenidos en la campaña. El proceso seguido se encuentra esquematizado en la

Figura 3. No obstante, una descripción detallada y razonada de todo el proceso se puede encontrar en Suriñach et al., 2006.

A los datos de gravedad y batimetría obtenidos a bordo en la campaña ANTPAC 97/98, se integraron los datos de la base «Global Gravity Grid and Global Sea Floor Topography» (GGSFT) (Sandwell y Smith, 1997). La malla global de datos de gravedad GGSFT se basa

viamente la validez de la integración tanto para los datos de Aire Libre como de batimetría (Flores-Márquez et al., 2003). No fue necesaria la integración de datos de la base GGSFT en la zona Z2 dada la alta densidad de datos obtenida en la zona. En este área los datos de la base GGSFT únicamente se utilizaron para ampliar la zona de estudio y evitar efectos de borde. La Figura 4 refleja la cobertura de datos en esta zona. En ella se re-

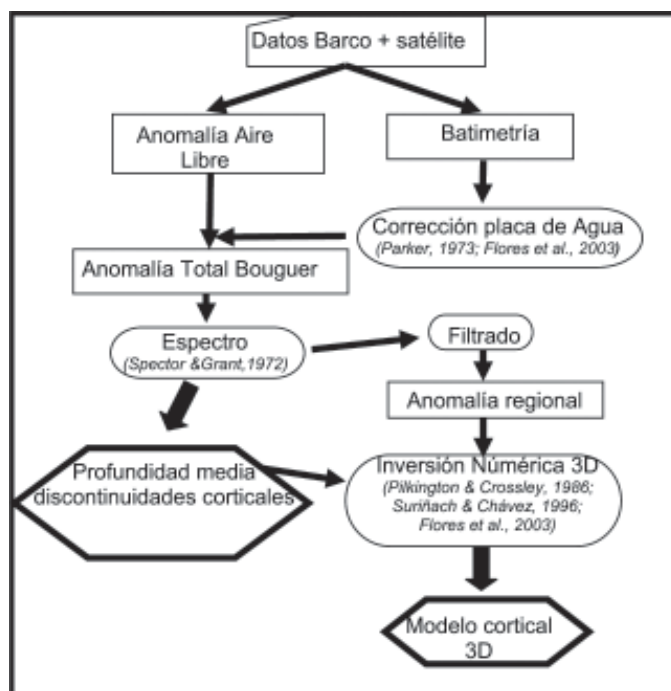


Fig. 3.- Esquema del proceso seguido para la obtención de los modelos corticales.

Fig. 3.- Diagram of the process to obtain the crustal models.

presenta la batimetría con iluminación a N45°E y altura 52°. En esta figura se puede observar la alta resolución de datos y se puede deducir la situación de los perfiles de la base GGSFT. También se ha indicado con una flecha la situación del segmento P2 de la Dorsal Phoenix-Antártica. La cobertura de datos en la zona Z1 se puede observar en Flores-Márquez et al., (2003) y en Suriñach et al., (2006).

Dadas las fuertes variaciones en la topografía del mar se realizó la corrección de capa de agua (Flores-Márquez et al., 2003) para obtener, a partir de la anomalía de Aire Libre, la anomalía de Bouguer Total en el plano. La anomalía así obtenida se atribuye únicamente a variaciones en la corteza. En la corrección de capa de agua se utilizaron los valores de batimetría obtenidos a partir de la sonda multihaz y también los de la base GGSFT. Los valores de densidad utilizados para la corrección de capa de agua fueron 1030

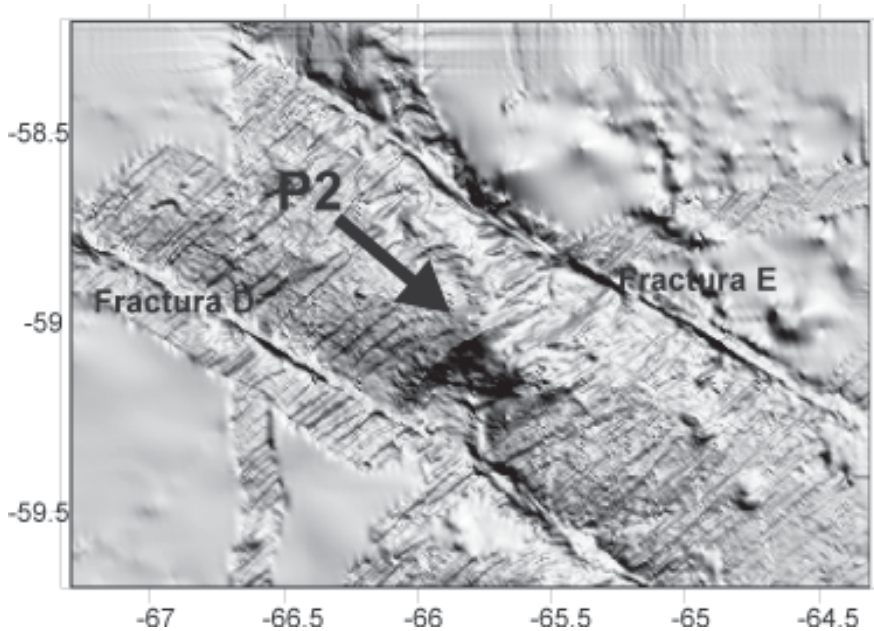


Fig. 4.- Mapa de relieve del fondo oceánico de la zona Z2 obtenido a partir de datos de sonda multihaz SIMRAD EM12 en la campaña ANTPAC 1997/1998 y de la base GGSFT (Sandwell y Smith, 1997). Iluminación N45°E y altura 52°. Se indica la posición del segmento P2 de la Dorsal Phoenix- Antártica y las fracturas E y D.

Fig. 4.- Z2 shaded relief map obtained by merging the swath bathymetry data recovered by the SIMRAD EM12 system in the ANTPAC 1997/1998 cruise and the Global Seafloor (GGSFT, Sandwell & Smith, 1997) data. Light position at N45°E and 52° high. Segment P2 of the Phoenix-Antarctic Ridge and E and D fractures are indicated.

kg/m³, 2700 kg/m³ y 2950 kg/m³ para el agua marina, y corteza en Z1 y Z2, respectivamente. La presencia o no de sedimentos en Z1 y Z2 es la causa de la utilización de valores distintos de densidad para la corteza según la zona. La selección de estos valores de densidad se realizó mediante un estudio detallado de minimización de los efectos de la corrección. Un valor no adecuado para la densidad en la corrección puede llevar a una

sobre/infra valorización del efecto de la capa, y en consecuencia, crear efectos no deseados. Los valores utilizados para el nivel de referencia de la corrección (según método de Parker, 1995) fueron 3600 m (Z1) y 3500 m (Z2) que son los valores medios de la profundidad del océano en cada área. Es necesario hacer notar que la ausencia de grandes potencias de sedimentos en las zonas estudiadas facilita todo el proceso. En caso de presencia de

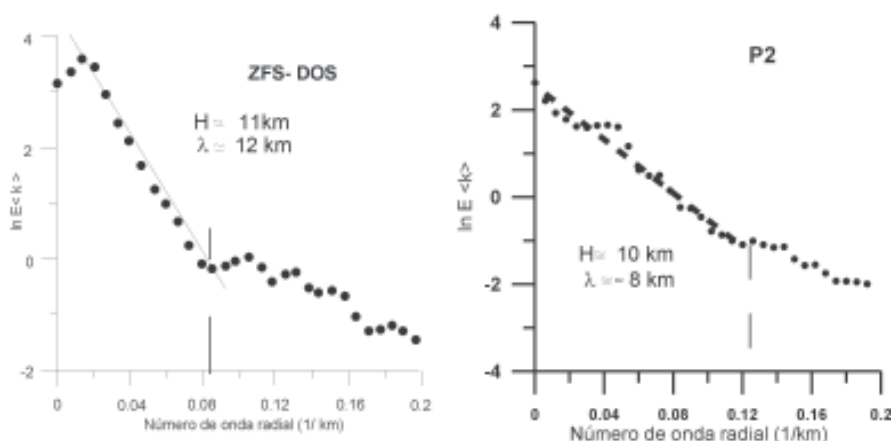


Fig. 5.- Espectro (en ln) de potencias de la Anomalía gravimétrica Total promediado en función del número de onda radial: zona Z1 (derecha), zona Z2 (izquierda). En ambos casos se muestra la profundidad media de la fuente de anomalía (Moho) y el número de onda máximo (según Spector y Grant (1970).

Fig. 5.- Total gravity anomaly averaged power spectrum (in ln) as a function of the radial wave number for Z1 (left) and Z2 (right) zones. The average depth of the source of the anomalies (the Moho) and the wave length upper limit (after Spector and Grant (1970) is indicated.

sedimentos es necesario eliminar la contribución de éstos antes de realizar la corrección de capa de agua. El proceso en este caso se indica en Chávez et al., (2007).

El estudio de la Anomalía de Bouguer permite analizar las características de la fuente generadora de la anomalía en las zonas estudiadas. Utilizando el método de factorización espectral (Spector y Grant, 1970) es posible obtener la profundidad media de la base de la corteza y las longitudes de onda asociadas a las variaciones de ésta. En la Figura 5 se presentan, en logaritmo neperiano, los espectros de potencia correspondientes a las Anomalías Totales de las dos zonas estudiadas una vez transformados a una dimensión mediante promedio del espectro de potencia bidimensional. Para la zona P2 (Z2) los valores obtenidos son 10 km para la profundidad y $K \leq 0.12 \text{ km}^{-1}$ (aprox. 8 km) para los números de onda, mientras que para la zona Z1 estos valores son 11 km y $K \leq 0.082 \text{ km}^{-1}$ (aprox. 12 km). Aplicando un filtro adecuado, en nuestro caso tipo Butterworth, hemos podido eliminar en los mapas de anomalía las componentes de número de onda elevado y seleccionar la componente «regional» de las anomalías correspondiente a valores altos de longitudes de onda. En la Figura 6 que presenta los mapas de anomalía regional para las dos zonas estudiadas con los trazados de los perfiles de la campaña ANTPAC 97/98 se puede observar las peculiaridades de la corteza y que los valores extremos de las anomalías se encuentran en la zona Z1 a lo largo de la Fractura Shackleton y Dorsal Occidental de Scotia y en las zonas de fractura E y D y segmentos P1 y P2 de la Dorsal Phoenix-Antártica en la Z2 (Figuras 1 y 4).

Posteriormente, a partir de métodos de inversión (Pilkington and Crossley, 1986) obtuvimos la profundidad de la base de la corteza y las variaciones laterales en las zonas Z1 y Z2 de manera similar a la realizada en Suriñach y Chávez, (1996) y en Flores- Márquez et al., (2003), pero adecuando el proceso para cada zona. La profundidad de referencia para la base de la corteza para iniciar el proceso de inversión fue la deducida a partir del análisis espectral. El grosor de la corteza para Z1 y Z2 presentado en la Figura 7 se obtiene considerando la batimetría.

Los valores obtenidos permiten ver las diferencias corticales de las zonas consideradas. Para Z1, en general se observa un distinto comportamiento de las cortezas de

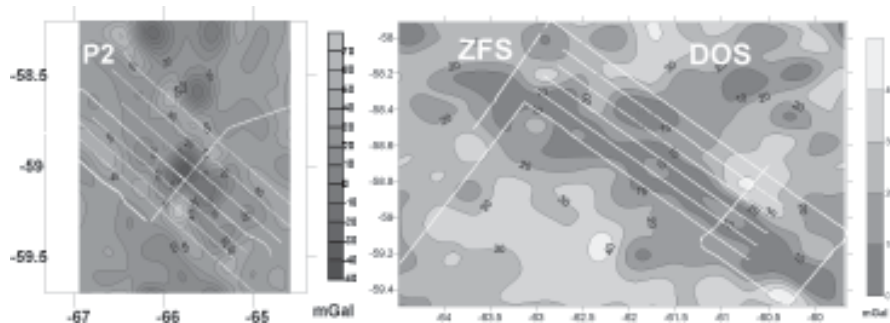


Fig. 6.- Anomalia regional (mGal) correspondiente a las variaciones de gran longitud de onda (atribuidas a la corteza profunda), una vez filtrada la Anomalia Total. Z1 (derecha), Z2 (izquierda). En blanco los perfiles geofísicos como referencia.

Fig. 6.- Regional anomaly map (mGal) obtained by applying a Butterworth filter to the Total Gravity Anomaly. Z1 (right) and Z2 (left). In white the geophysical profiles for reference.

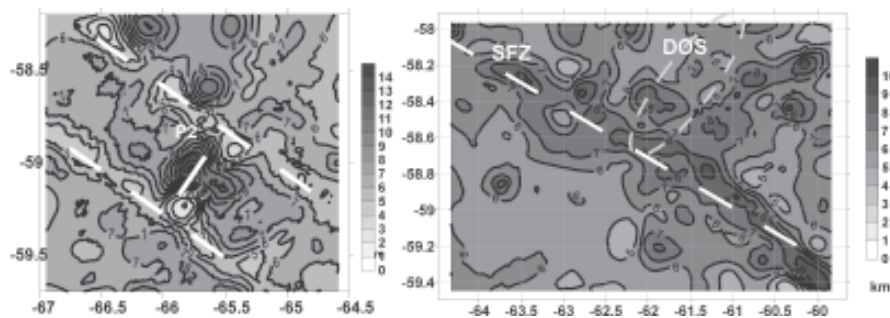


Fig. 7.- Mapa de grosores (km) de la corteza en las zonas de intersección de la ZFS y la DOS (Z1, derecha) y en el segmento P2 (Z2, izquierda) sobre mapa batimétrico. En trazo discontinuo blanco referencias

Fig. 7.- Computed crustal thickness (km) for the area of intersection of ZFS and DOS (Z1, right) and P2 segment (Z2, left) on bathymetric map (m). White discontinuous line references.

las placas Antártica y Scotia, presentando esta última más variaciones en su grosor. Éstas están relacionadas con la Dorsal Occidental de Scotia y el valle central. Se observa un engrosamiento de la corteza a lo largo de la Zona de Fractura Shackleton en relación con las zonas adyacentes que queda afectado en la zona de intersección con la Dorsal Occidental de Scotia y que también afecta hacia el SE la corteza de la Placa Antártica. Los resultados obtenidos de la inversión son coherentes con los obtenidos de perfiles de sismica multicanal (Galindo-Zaldívar et al., 2000). Para el segmento P2 de la Dorsal Phoenix-Antártica el grosor medio de la corteza es de 6 km aunque los grosores superan los de la Dorsal Occidental de Scotia. Se observa una adelgazamiento de la corteza en las zonas de fractura D y E. El engrosamiento de la corteza bajo la dorsal y alrededores presenta una asimetría, siendo más suave hacia el SE que hacia el NO.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro del convenio de intercambio Universitat de Barcelona (España) - DGIA-UNAM (México). Los datos de la campaña se obtuvieron dentro de los proyectos CiCYT ANT99-0817 y CGL2004-05646. Sin la colaboración de los compañeros del grupo SCAN, así como la del comandante y personal del B/O Hespérides, y de la UTM este trabajo no se podría haber realizado.

Referencias

Barker, P.F., Dalziel, I.W.D y Storey, B.C. (1991). En: Tingey, R.J. (Ed.). *Antarctic Geology*. Oxford University Press, Oxford, 215-248.
 Chávez, R.E., Flores-Márquez, E.L., Suriñach, E., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, J. y Maldonado, A.

(2007). *Geologica Acta*, (Aceptado).
 Eagles, G. (2003). *Earth Plan. Sci. Lett.*, 217, 97-109.
 Flores-Márquez, E. L., Suriñach, E., Galindo-Zaldívar, J., Maldonado, A. (2003). *J. Geophys. Res.*, 108-B9, 2445-2456. doi: 10.1029/2002JB001934.
 Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Maldonado, A. y Sanz de Galdeano, C. (1996). *Tectonophysics*, 242, 275-301.
 Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Maldonado, A., Martínez-Martínez, J.M., Sanz de Galdeano, C., Somoza, L. y Suriñach, E. (2000). *Tectonophysics*, 320, 123-139.
 Giner-Robles, J. L., González-Casado, J. M., Gumiel, P., Martín-Velázquez, S. y García-Cuevas, C. (2003). *J. South Am. Earth Sci.* 16, 179-191.
 Larter, R.D. y Barker, P.F. (1991). *J. Geophys. Res.* 96, 19583 -19607.
 Livermore, R., McAddo, D. y Marks, K., (1994). *Earth Planet. Sci. Lett.* 123, 255-268.
 Livermore, R.A., Balanyá, L.C., Maldonado, A., Martinez, J.M., Rodriguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Bamolas, A., Somoza, L., Hernández, J., Suriñach, E. y Viseras, C. (2000). *Geology*, 18, 7, 607-610.
 Maldonado, A., Balanyá, J.C., Barnolas, A., Galindo-Zaldívar, J., Hernández-Molina, J., Jabaloy, A., Livermore, R., Martinez, J.M., Rodriguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C., Somoza, L., Suriñach, E. y Viseras C. (2000). *Marine Geophys. Res.*, 21, 43-68.
 Parker, R. L., (1995) *Geophysics*, 60, 1007-1017 .
 Pelayo, A.M. y Wiens, D. A. (1989). *J. Geophys. Res.* 94, 7293-7320.
 Pilkington, M. y Crossley, D.J. (1986). *Geophysics*, 51, 1277-1284.
 Sandwell, D.T. y Smith, W. H. (1997). *J. Geophys. Res.*, 102, 10039-10054.
 Spector, A. y Grant, F. S. (1970). *Geophysics* 35, 293-302.
 Suriñach, E. y Chávez, R. E. (1996). *Geophys. Res. Lett.*, 23, 18, 2457-2460.
 Suriñach, E., Flores-Márquez, E. L. y Chávez, R. E. (2006). En: *Física de la Tierra A. y A.*, Vol. 18. (J. Téllez y D. Muñoz Eds.). Servicio de publicaciones de la UCM, 205- 227.