

# Estudio sísmico de la corteza superior en Isla Decepción (Antártida)

L.M. Agudo<sup>1</sup>, D. Córdoba<sup>2</sup>, J.M. Dávila<sup>1</sup> y A. Pazos<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Sección de Geofísica, Real Instituto y Observatorio de la Armada, Cecilio Pujazón s/n, 11110 San Fernando, (Cádiz). [lmagudo@fis.ucm.es](mailto:lmagudo@fis.ucm.es)

<sup>2</sup> Dpto. de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.

## ABSTRACT

*In this work, results from 4 refraction/wide angle seismic profiles, acquired in 2002 during the GEO-DEC-MAR cruise across Deception Island volcanic interior, have allowed us to determine the upper crustal structure. According to P-wave velocity-depth model obtained, a four layer structure have been observed. The first and the second layers correspond to the sedimentary cover (1.8-2.8 and 3.5-3.6 km s<sup>-1</sup> respectively). The third one is interpreted as the crystalline basement (4.0-4.9 km s<sup>-1</sup>). The fourth layer is separated in two zones which indicate two types of crust: type I-5.5 km s<sup>-1</sup>, type II-6.0 km s<sup>-1</sup>, the contact between both zones could be related with a fracture zone across Deception Island.*

**Key words:** *Antartica, marine survey, crustal structure, Deception Island, seismic modelling.*

## MARCO GEOLÓGICO

La Isla Decepción (ID) se encuentra localizada en el Estrecho de Bransfield (EB), en la prolongación del eje de expansión de la Cuenca de Bransfield, una cuenca muy joven (>2 Ma), situada entre la Península Antártica y el archipiélago de las Shetland del Sur (ISS). El EB ha sido interpretado por numerosos autores como una cuenca tras-arco (*back-arc*) asociada al arco volcánico de las ISS (Fig. 1).

El proceso de extensión cortical que genera la Cuenca de Bransfield, con una orientación NE-SO y de más de 500 km de longitud, parece que se relaciona con la zona de subducción situada al NO de las Islas Shetland del Sur, límite convergente de las placas Antártica y Phoenix durante los últimos 200 Ma. Hace 4 Ma el movimiento de convergencia entre ambas placas cesó, cuando el eje de expansión de la placa de Phoenix (Dorsal Aluk) dejó de ser activo. En el momento actual se puede observar un proceso de extensión de la corteza al SE de la fosa, es decir en el EB.

Desde hace 4 Ma, hasta la actualidad, el límite de placas Scotia-Antártida, al norte del EB tendió hacia el NO-SE (Zona de Fractura de Shackleton), mientras que al este del EB ha tendido hacia el E-O (South Scotia Ridge). La consecuencia de estos 110° de giro en el límite de placas será la compresión dentro de la curva y la extensión en la parte exterior de la curva. Esto produciría extensión en el norte de la Cuenca de Bransfield, en la zona del EB, entre la Isla Bridgeman y la Isla de Clarence (Dalziel, 1984).

La extensión de la corteza produce un adelgazamiento de la misma y la generación de fallas normales paralelas al eje del EB y oblicuas entre las zonas extensionales. El desarrollo de fracturas y el ascenso de material caliente que se produce por el adelgazamiento cortical, favorece la salida al exterior de estos materiales, produciéndose volcanes a lo

largo del eje de la zona de extensión. Estos volcanes pueden ser subaéreos si los materiales salen en zonas emergidas (Islas Decepción, Bridgeman y Penguin) o submarinos si lo hacen por debajo del mar, donde hay seis edificios principales, (Gracia *et al.*, 1996; Rey *et al.*, 1995).

De ese modo, la corteza continental, gruesa y ligera, es adelgazada por la extensión y su densidad aumentada por el aporte de materiales ígneos (volcánicos y plutónicos). No obstante, y a pesar de la controversia existente entre varios autores, los datos sísmicos en la Cuenca de Bransfield indican que la corteza o se encuentra demasiado adelgazada, por lo que el proceso de formación estaría todavía en un estado muy incipiente, o aún por comenzar.

La Isla Decepción, localizada en el EB, es la parte superior de un volcán en escudo muy joven y el más activo de la región de la Península Antártica; cuyas últimas erupciones tuvieron lugar en 1967, 1969, y 1970. El edificio se caracteriza por la presencia de una gran caldera de hundimiento, con unos 8 km de diámetro y una profundidad máxima de 185 m, cuya parte central está inundada actualmente por el mar, debido al estrecho paso (Fuelles de Neptuno) que la pone en contacto con el Océano Antártico.

De especial interés en nuestro trabajo y para la modelización, son los anteriores trabajos de sísmica de refracción ya existentes en la zona o en las zonas adyacentes (Grad *et al.*, 1992, 1997; Barker *et al.*, 2003; Christeson, 2003). Esos trabajos son la base de partida de los modelos regionales. También se ha realizado un estudio más centrado en la zona de ID (Grad *et al.*, 1992). En este trabajo se describe la estructura de la corteza superior en la zona y se observa la presencia de una falla que divide la corteza bajo ID en dos bloques, la cual se asocia a la delgada línea volcánica existente en el Estrecho de Bransfield.

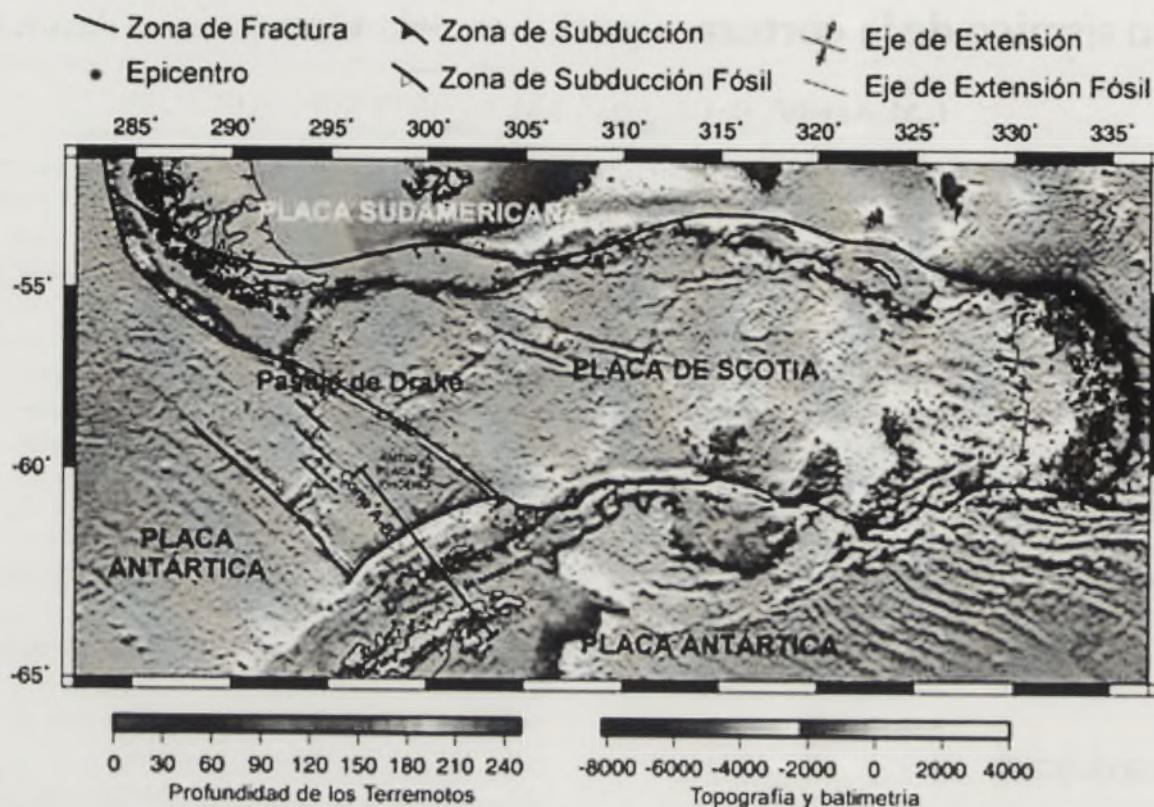


FIGURA 1. Marco geográfico y tectónico de la zona de estudio.

## DATOS Y MÉTODOS SÍSMICOS EMPLEADOS

Los datos utilizados en este estudio fueron adquiridos durante la campaña GEODEC-MAR, en 2002. Se realizaron 8 perfiles sísmicos en el Estrecho de Bransfield y Paso de Drake y 8 perfiles en el interior de Puerto Foster, en ID, estos últimos son los utilizados en el presente trabajo. Los perfiles sísmicos realizados en el interior de ID fueron registrados en 8 estaciones terrestres (sismómetros de 3 componentes) repartidas por la isla y un OBS (Ocean Bottom Seismometer) fondeado en el interior de Puerto Foster (Fig. 2).

La fuente de energía, empleada durante la campaña, fue generada por explosiones de aire comprimido producidas por los cañones de aire del BIO/Hespérides, con el *array* secundario compuesto por un *cluster* de dos cañones de 500 pulgadas cúbicas. Durante la campaña GEODEC-MAR, para el control de tiempo y posición de los disparos se diseñó y se utilizaron dos sistemas diferentes asegurándose así la eficacia de al menos uno de ellos durante la campaña (el sistema de GPS diferencial perteneciente al BIO/Hespérides, y un sistema de control de hora y posición de disparo diseñado por los técnicos del ROA), la precisión es del orden de  $\pm 50$  m para la posición y de  $\pm 0,001$  s en el tiempo. La cadencia de disparo en el interior de ID fue de un disparo cada 30 segundos, aproximadamente un disparo cada 90 m. La señal emitida por los cañones tiene una frecuencia comprendida entre 6 y 8 Hz.

Los datos registrados, ficheros con la señal sísmica y ficheros de posicionamiento y tiempo de disparo, se procesaron en el laboratorio para ponerlos en un formato común (SEG-Y) y poder realizar su representación gráfica (ensamblajes). Todas las secciones sísmicas utilizadas fueron reducidas, con una velocidad de reducción de 6 km/s, a fin de obtener una separación mejor entre los trenes de onda reflejados y refractados en el interior de la corteza y manto. También fueron filtradas en bandas entre 3 y 10 Hz (la señal de los cañones se encuentra entre 6-8 Hz, como anteriormente se ha mencionado).

La modelización de los datos sísmicos se ha llevado a cabo por el método de trazado de rayos y cálculo de sismogramas sintéticos, ajustando tiempos de llegada y las amplitudes teóricas y experimentales (Zelt y Smith, 1992). De esta forma, se ha obtenido un modelo de la velocidad de las ondas P con la profundidad en dos dimensiones.

## MODELOS DE SÍSMICA DE GRAN ÁNGULO

A continuación, se hará una breve descripción de los rasgos característicos de los modelos de propagación de las ondas P calculados y utilizados, en concreto se han utilizado los modelos obtenidos a partir de 10 ensamblajes de las líneas 1, 2, 3 y 5 (Fig. 2). En la figura 3 se muestra como modelo tipo el calculado para la línea 3, indicándose en el mismo los valores de velocidad de propagación de las ondas P obtenidos y la posición de las estaciones utilizadas.

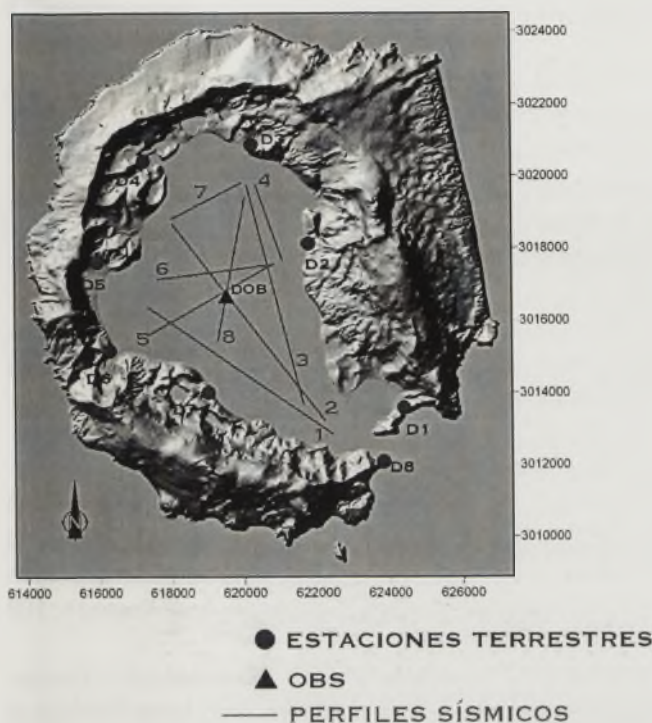


FIGURA 2. Modelo digital de Isla Decepción donde se muestra la localización de los perfiles sísmicos realizados en el interior de Isla Decepción durante la campaña GEODEC-MAR.

La primera capa observada en todos los modelos corresponde a los sedimentos volcanoclásticos más superficiales y menos consolidados. El espesor varía entre 0,8 y 1,10 km. La velocidad de esta capa es muy variable, entre 1,8 y 2,8  $\text{km s}^{-1}$ , como es habitual en una capa compuesta de sedimentos volcanoclásticos provenientes de diferentes erupciones, lo que da una gran variabilidad de materiales tanto en la vertical como en la horizontal (cambios laterales de facies).

La segunda capa pertenece a los sedimentos más consolidados, debido a esto se ha homogeneizado la densidad de

estos materiales en toda la isla por lo que presentan una variabilidad mucho menor en la velocidad de propagación de las ondas P, comparándola con la capa anterior. El muro de esta capa varía entre 2,3 y 2,7 km de profundidad, y su velocidad varía entre 3,5 y 3,6  $\text{km s}^{-1}$  de techo a muro. Además de las características anteriormente descritas, en esta segunda capa se ha conseguido discernir, a partir de dos ensamblajes de la línea 5, la existencia de un cuerpo de velocidad anómala y de dimensiones laterales reducidas. En estos ensamblajes se observa la llegada de un tren de ondas de gran amplitud, que se interpreta como la reflexión en el límite superior de este cuerpo. El hecho de no detectarse en el resto de perfiles interpretados, cuya dirección es perpendicular (NO-SE) a la dirección del perfil de la línea 5 (NE-SO), y de su escasa dimensión lateral NE-SO observada, permite interpretar que se trata de un cuerpo alargado en la dirección NO-SE.

La tercera capa es interpretada como el basamento cristalino. Se ha podido discernir en diferentes perfiles la existencia de un salto brusco en la profundidad de la base de esta capa, cuya interpretación será abordada en el siguiente apartado. La velocidad de esta capa va desde 4,0  $\text{km s}^{-1}$  en el techo hasta 4,7-4,9  $\text{km s}^{-1}$  en el muro.

La cuarta capa corresponde al límite más superficial de la corteza superior. Se ha conseguido distinguir 2 tipos diferentes de corteza. La primera, o corteza superior de tipo I, con una velocidad de las ondas P de 5,5  $\text{km s}^{-1}$ . La segunda, o corteza superior de tipo II, con una velocidad de 6,0  $\text{km s}^{-1}$ .

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En buena parte de los ensamblajes realizados se puede observar una atenuación importante de la señal en determinados sectores, principalmente en la zona central de ID. Este hecho puede interpretarse como la existencia de cambios laterales de facies y estructuras complejas (zonas de fractura, intrusiones, etc.) que dificultan la propagación de la señal en esas zonas.

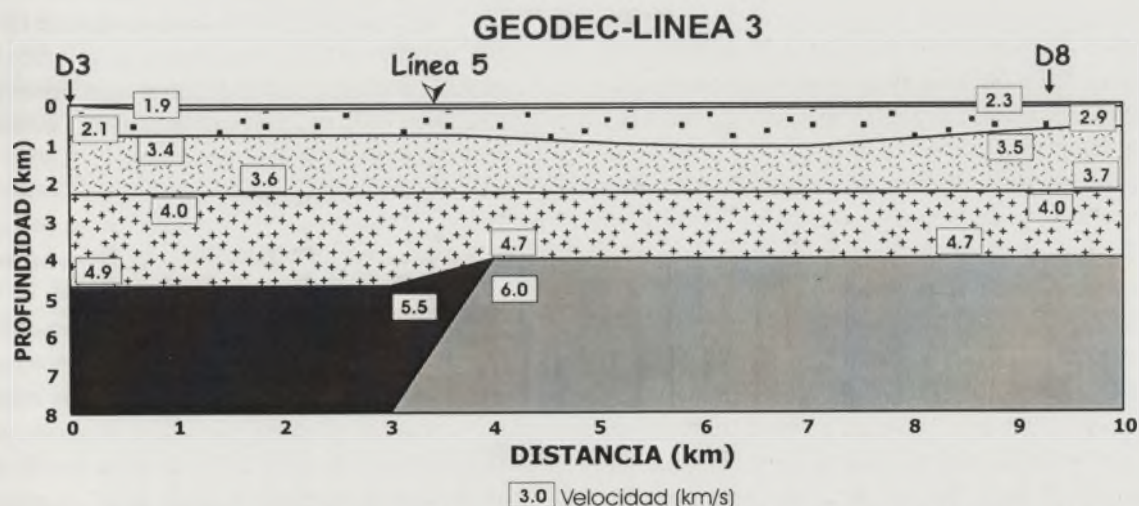


FIGURA 3. Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo de la línea 3, en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P obtenidos y la posición de las estaciones utilizadas.

En la base de esta capa se observa un cambio lateral en la base pasando de 4,9 a 4,7 km s<sup>-1</sup>. Este cambio brusco coincide con la discontinuidad que separa lateralmente los dos tipos de corteza superior. Esa discontinuidad podría continuarse por el basamento cristalino, pero sin que se llegue a observar su prolongación hasta el límite superior del mismo. También se observa un adelgazamiento del basamento cristalino asociado con esa discontinuidad.

Como se mencionó anteriormente, en los perfiles puede observarse debajo de ID la discontinuidad que pone en contacto los dos tipos de corteza, con velocidades diferentes de propagación de las ondas P, descritos en el apartado 4. Este límite se interpreta como una zona de fractura, con un salto vertical de la misma que alcanzaría 700 m aproximadamente. En cuanto a la profundidad del techo de la corteza superior, se puede observar que depende del bloque en el que nos situemos. El bloque hundido estaría situado al NO y presenta la corteza denominada de Tipo II, y el bloque levantado se localiza en la zona SE con la corteza superior de Tipo I. A partir de la situación de este límite, en los 4 modelos calculados, se obtiene una dirección NNE para esta zona de fractura.

A partir de los resultados obtenidos en este trabajo, se interpreta que los procesos tectónicos en ID, no solo están gobernados por la dirección principal NE-SO y su conjugada NO-SE, ya descrita por varios autores (p. ej. Rey *et al.*, 1995; González-Casado *et al.*, 1999) sino que, además, existe otra dirección NNE-SSO. La Isla estaría dividida en diferentes bloques levantados y hundidos, cuyos límites estarían controlados por estas tres direcciones estructurales. Por lo tanto, los procesos que dieron lugar al colapso de la caldera serían más complejos que los descritos hasta ahora por diversos autores, debido a la existencia de los bloques y las fracturas anteriormente mencionadas, que jugarían un papel activo en el proceso del colapso.

Un estudio más detallado de los perfiles adquiridos durante la campaña GEODEC-MAR y su interpretación conjunta con los datos gravimétricos, geomagnéticos y batimétricos adquiridos durante la misma, permitirán una delimitación mejor de los diferentes bloques y un mejor ajuste de la estructura 3D e interpretación de los procesos geodinámicos, tanto para la Isla Decepción como para el Estrecho de Bransfield.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto GEODEC-MAR (CICYT. REN 2000-0551-C03-03 ANT). Agradecemos a todos los participantes en la campaña GEODEC-MAR su trabajo durante la adquisición de datos.

## REFERENCIAS

- Barker, D.H.N., Christeson, G.L., Austin, J.A. y Dalziel, I.W.D. (2003): Backarc basin evolution and cordilleran orogenesis: Insights from new ocean-bottom seismograph refraction profiling in Bransfield Strait, Antarctica. *Geology*, 31 (2): 107-110.
- Christeson, G.L., Barker, D.H.N., Austin, J.A. y Dalziel, I.W.D. (2003): Deep crustal structure of Bransfield Strait: Initiation of a back arc basin by rift reactivation and propagation. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B10): 2492.
- Dalziel, I.W.D. (1984): *Tectonic Evolution of a Forearc Terrane, Southern Scotia Ridge, Antarctica*. Geological Society of America. Special Paper 200: 32 p.
- González-Casado, J.M., López-Martínez, J., Giner, J., Durán, J.J. y Gumiel, P. (1999): Análisis de la microfracturación en la Isla Decepción, Antártida Occidental. *Geogaceta*, 26: 27-30.
- Grácia, E., Canals, M., Farrán, M., Prieto, M.J., Sorribas, J. y GEBRA Team (1996): Morphostructure and evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic). *Marine Geophysical Research*, 18: 429-448.
- Grad, M., Guterch, A. y Sroda, P. (1992): Upper Crustal of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica. *Antarctic Science*, 4 (4): 469-476.
- Grad, M., Shiobara, H., Janik, T., Guterch, A. y Shimamura, H. (1997): Crustal model of the Bransfield rift, West Antarctica, from detailed OBS refraction experiments. *Geophysical Journal International*, 130: 506-518.
- Rey, J., Somoza, L. y Martínez-Frias J. (1995): Tectonic, volcanic, and hydrothermal event sequence on Deception Island (Antarctica). *Geo-Marine Letters*, 15: 1-8.
- Zelt, C.A. y Smith, R.B. (1992): Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International*, 108: 16-34.