

## Naturaleza y Formación de la Provincia Volcánica de Galápagos

Valentí Sallarés<sup>1</sup>, Philippe Charvis<sup>2</sup>, Alcinoe Calahorrano<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Unitat de Tecnologia Marina - CMIMA - CSIC  
Passeig Marítim de la Barceloneta, 37-49 08003 Barcelona, Spain  
Email: vsallares@cmima.csic.es

<sup>2</sup>GéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la côte d'Azur, Villefranche sur mer, France,  
Email: philippe.charvis@geoazur.obs-vlfr.fr

<sup>3</sup>Institut de Ciències del Mar - CMIMA – CSIC  
Passeig Marítim de la Barceloneta, 37-49 08003 Barcelona, Spain  
Email: alcinoe@icm.csic.es

### Resumen.

La Provincia Volcánica de Galápagos (PVG) es resultado de la interacción entre el punto caliente de Galápagos y la dorsal de Cocos-Nazca durante los últimos ~20 m.a. Esta interacción ininterrumpida ha producido un exceso de magmatismo de variable intensidad que ha originado las cordilleras submarinas de Carnegie, Cocos y Malpelo, y su producto actual, la plataforma insular de Galápagos. En este trabajo mostramos que la combinación de observaciones geofísicas, en este caso sísmicas, gravimétricas y batimétricas, permite no sólo determinar la estructura interna y propiedades físicas de la corteza, sino también restringir notablemente la naturaleza y funcionamiento del punto caliente. La estructura cortical obtenida con datos sísmicos muestra una gran uniformidad confirmando que toda la provincia es producto de un único proceso. Las variaciones laterales de densidad cortical asociadas a la presencia de las cordilleras explican las anomalías batimétricas y gravimétricas observadas, lo cual implica que el manto bajo las cordilleras submarinas es uniforme. Finalmente, se ha desarrollado un modelo 2-D de fusión del manto para ilustrar que la corteza de las cordilleras no parece ser producto de un manto anómalamente caliente, aún cuando se incluyan una fuente hidratada o tasas de ascensión rápidas. Por el contrario, una ascensión pasiva, en respuesta a la expansión oceánica, de un manto de temperatura normal, pero heterogéneo y fértil como resultado del enriquecimiento por reciclaje de corteza oceánica, explica de forma natural las observaciones geofísicas. Esta interpretación es consistente con la presencia de una anomalía de baja velocidad concentrada específicamente en el manto superior que se obtiene en los modelos de tomografía global.

### Abstract.

The Galápagos Volcanic Province has resulted from the interaction between the Galápagos hotspot and the Cocos-Nazca spreading center during the last 20 m.y. This continuous interaction has produced an excess of magmatism of variable intensity that has originated the submarine aseismic ridges of Carnegie, Cocos and Malpelo, as well as its current product, the Galápagos platform. In this work, we show that the combination of geophysical observations (in this case seismic, gravity and bathymetry data) allows (1) determining the internal structure and physical properties of the lithosphere and (2) constraining the nature and functioning of the hotspot. The crustal structure modelled based on wide-angle seismic data is notably uniform, confirming that the whole province is probably the result of a single, long-standing process. The lateral variations of the crustal density associated to the presence of the aseismic ridges account for the observed gravity and bathymetry anomalies, implying that the lithospheric mantle density beneath them is uniform. We have finally developed a 2D melting model to illustrate that the crust of the different aseismic ridges does not seem to be the product of a thermal anomaly, even if we consider the presence of a hydrous mantle source or considerably active mantle upwelling. In contrast, passive upwelling of a normal temperature but fertile mantle source that may result from recycling of oceanic crust prior to melting, accounts more easily for the geophysical observations. This interpretation is consistent with the presence of a low velocity anomaly specifically concentrated in the upper mantle obtained in global tomography models.

## 1. Introducción y marco conceptual

Las provincias ígneas y cordilleras submarinas constituyen algunas de las mayores manifestaciones de magmatismo terrestre, pero su origen y el funcionamiento de los mecanismos de génesis son relativamente desconocidos. En este artículo, nos referiremos a este tipo de magmatismo como magmatismo de punto caliente, no como signo de alta temperatura sino para denominar una localidad en que se produce un exceso de magma, a sus distintas expresiones superficiales con el término genérico “provincias ígneas” y a la fuente de ambas como “anomalía de fusión”. Una de las características comunes del magmatismo de punto caliente es que no ocurre necesariamente en los límites de placas tectónicas, lo cual indica que no es producto directo del ciclo tectónico. Mientras hay fuertes evidencias que la corteza oceánica *normal* (peridotítica y de ~7 km de espesor) es producto de la fusión por descompresión de un manto oceánico *normal* (pirolítico y temperatura de ~1300° C) que asciende pasivamente en respuesta a la expansión oceánica (McKenzie y Bickle, 1988), y que el volcanismo de arco resulta de la fusión inducida en el manto continental por deshidratación de la corteza subducida en márgenes convergentes, el magmatismo de punto caliente se puede dar aparentemente en cualquier punto de la Tierra.

El modelo más ampliamente aceptado para explicar la ocurrencia de este tipo de magmatismo es el de pluma térmica (Wilson, 1963; Morgan, 1971). Este modelo defiende que el exceso de magmatismo lo producen unos surtidores de material más caliente (y ligero) que el manto circundante llamados “plumas mantélicas” que se generan por inestabilidades térmicas en la frontera entre manto inferior y núcleo externo (a ~2900 km) y ascienden hasta la superficie. Es la asunción generalizada de una temperatura elevada como única explicación posible para el exceso de magmatismo la que ha suscitado la denominación de “punto caliente” (*hotspot* en inglés). Esta visión de un manto relativamente homogéneo salpicado por diversas plumas (entre 30 y 50; e.g., Courtillot et al., 2003) es consistente con las anomalías de baja velocidad de propagación de las ondas sísmicas (velocidad sísmica) extendiéndose desde la superficie hasta la base del manto que se han observado bajo algunos puntos calientes en varios modelos tomográficos (e.g., Zhao, 2001; Montelli et al., 2004). Al estar ancladas en el manto inferior, la cinemática de

las plumas mantélicas es independiente de la de las placas tectónicas, por tanto este modelo explica la ocurrencia aparentemente arbitraria del magmatismo intraplaca, así como la inmovilidad del sistema de referencia de puntos calientes y, por tanto, la formación de cordilleras submarinas progresivamente más antiguas en la dirección del movimiento de placas, como las de Carnegie y Cocos.

La principal implicación del modelo de pluma térmica en cuanto a la estructura cortical es que la elevada temperatura del manto (hasta 400° C por encima de la normal según White y McKenzie, 1989) comporta la generación de magmas enriquecidos en MgO (en olivino), que se emplazan formando una corteza engrosada de velocidad sísmica y densidad elevadas. Buena parte de estudios geofísicos en provincias ígneas muestran efectivamente cortezas engrosadas con raíces de alta velocidad y densidad, como Hawai (Watts y Ten Brink, 1989), Canarias (Ye et al., 1999) o Reunión (Charvis et al., 1999), en conjunción con anomalías de baja velocidad en el manto. Estas son las principales evidencias geofísicas que han permitido definir históricamente estas (y otras) provincias ígneas como la huella superficial del impacto de una pluma térmica.

Si bien hay cierto consenso en que las plumas térmicas constituyen una atractiva explicación para la ocurrencia de magmatismo de punto caliente, cada vez hay más evidencias y voces disonantes que sugieren que no siempre esto es así. Puntos calientes de primer orden como el de Islandia o Galápagos muestran anomalías de baja velocidad confinadas únicamente en el manto superior (Montelli et al., 2004), existen indicios claros de que la diferencia en la temperatura de cristalización de magmas generados en dorsales (MORB) y en islas oceánicas (OIB) es prácticamente inapreciable en casos notables como Hawai o Reunión (Falloon et al., 2007) y, por último, la velocidad sísmica y la densidad de corteza inferior en provincias volcánicas como Kerguelen (Charvis y Operto, 1999) o el Atlántico Norte (Korenaga et al., 2000) son inferiores a lo que cabría esperar si proviniesen de la fusión de un manto anómalamente caliente. Paralelamente, estudios recientes muestran que la composición del manto, su contenido en agua y volátiles, o la tasa de ascensión, son tan importantes como la temperatura en el control del volumen de

magma producido así como de las propiedades físicas y químicas de la corteza (e.g., Ito et al., 1999; Maclennan et al., 2001). Así, el exceso de magmatismo se ha atribuido a la presencia de componentes de alta fusibilidad como eclogita derivada del reciclaje de corteza oceánica, o a la presencia de agua, en puntos calientes como Hawái (Sobolev et al., 2000), Açores (Bonatti, 1990), Islandia (Foulger y Anderson, 2005) y Galápagos (Sallarès et al., 2003, 2005).

Uno de estos casos especiales lo constituye pues la Provincia Volcánica de Galápagos (PVG). Investigaciones recientes, y en especial las llevadas a cabo por el IRD en colaboración con INOCAR y otras instituciones en el marco de los proyectos PAGANINI-1999 y SALIERI-2001, han permitido obtener información detallada de la estructura interna y propiedades físicas de la corteza en diversos puntos de la PVG, especialmente en las cordilleras submarinas de Cocos, Carnegie y Malpelo (Sallarès et al., 2003, 2005; Sallarès y Calahorrano, 2007). Esta información de carácter físico y estructural ha permitido restringir el origen y naturaleza de la anomalía de fusión del manto e identificar los parámetros que gobiernan el proceso, así como reconstruir la evolución geodinámica de la PVG en los últimos 20 m.a. (Sallarès y Charvis, 2003).

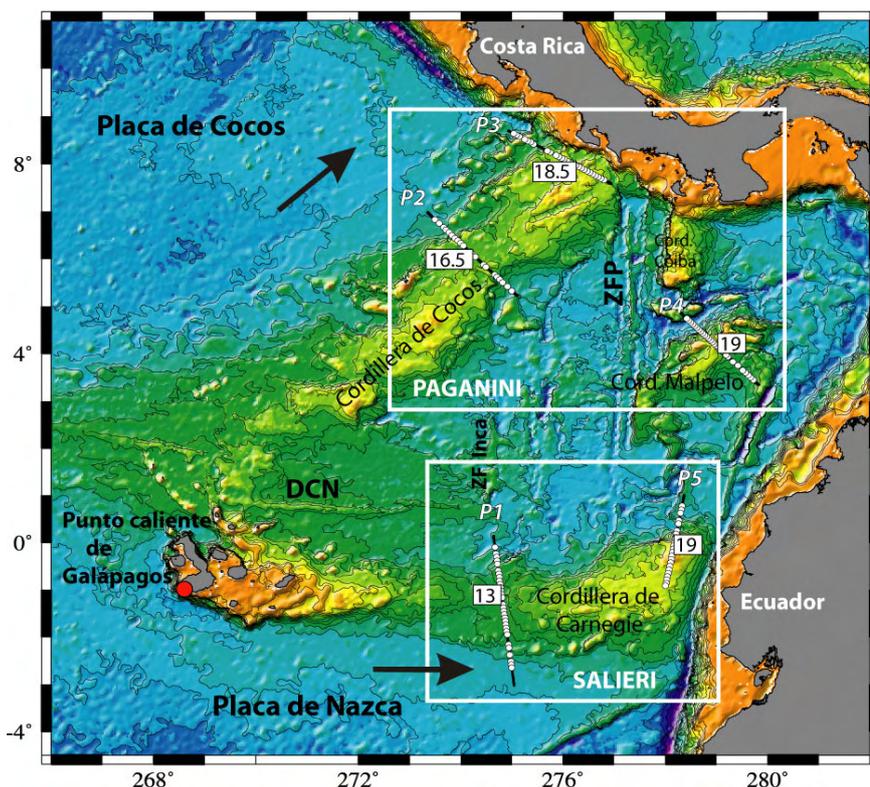
El objetivo del presente artículo es describir los trabajos realizados por el IRD-Géosciences Azur con datos adquiridos en estos proyectos. Los contenidos se estructuran en cuatro secciones. Tras describir en la primera el marco geodinámico, en la segunda se presentan los datos geofísicos utilizados y en la tercera la metodología aplicada para obtener los modelos. En la última sección se describen los resultados obtenidos, referidos en particular a la estructura litosférica, sus propiedades físicas, y sus implicaciones en cuanto a la naturaleza de la anomalía de fusión.

## 2. Contexto tectónico regional

El primer modelo consistente de la evolución tectónica de la PVG lo establecieron Hey (1977), Lonsdale y Klitgord (1978) en base a datos magnéticos y batimétricos. Su modelo se remonta a ~23 m.a., sugiriendo que en esa época hubo una importante reorganización de placas en la región,

iniciada con la ruptura de la placa de Farallón original a lo largo de una zona de fractura pre-existente orientada ENE. A continuación se inició la expansión oceánica y la apertura de la dorsal de Cocos-Nazca (DCN), originándose las placas de Cocos y Nazca. La interacción entre la dorsal y el punto caliente de Galápagos, que, según la mayoría de autores, ha estado activo en la región desde el Cretácico Superior (e.g., Duncan y Hargreaves, 1984), edificó las cordilleras volcánicas submarinas de Carnegie y Cocos así como la plataforma insular actual (Figura 1). La orientación de las cordilleras es pues un claro indicador de la dirección del movimiento de las placas en referencia al punto caliente.

En base al análisis de las anomalías magnéticas se ha propuesto que el desarrollo de la DCN ha ocurrido en tres fases. La orientación de la dorsal cambió de la original ENE (23-19.5 m.a.) hasta N75°E (19.5-14.5 m.a.) y finalmente hasta la actual dirección E-O (14.5-0 m.a.) (Barckhausen et al., 2001). Estos datos muestran asimismo que la historia de propagación a lo largo de la DCN es compleja, y está caracterizada por la ocurrencia de notables saltos hacia el Sur en el eje de expansión, reflejados en la apertura de prominentes fallas de desgarro, como la del Inca (Figura 1), entre 20 y 14.5 m.a., que hicieron que el punto caliente se mantuviese cercano al eje de la dorsal en este periodo de tiempo. La activación del mayor evento tectónico de la DCN, la Zona de Fractura de Panamá (ZFP) (Figura 1), ocurrió hace unos 9 m.a. (Sallarès y Charvis, 2003). Este evento causó el fin de la expansión al Este de la ZFP (Hey, 1977), manteniéndose activa al Oeste hasta la actualidad. La cordillera de Malpelo, cuyo punto culminante es la isla que le da el nombre, antiguamente continuación de la cordillera de Cocos, fue separada de ésta por un movimiento de desgarro dextral a lo largo de la ZFP (Lonsdale y Klitgord, 1978). Las medidas de GPS existentes indican que la placa de Cocos se está moviendo a ~83 km/m.a. en dirección N41°E, mientras que la de Nazca subduce prácticamente perpendicular bajo la Sudamericana a ~58 km/m.a. (Trenkamp et al., 2002). La edad de la cordillera de Cocos que subduce en la actualidad bajo Costa Rica es de unos 14-15 m.a. en base a datos radiométricos (Werner et al., 1999), mientras que las muestras más antiguas datadas en la cordillera de Carnegie, así como de Malpelo, tienen unos 19-20 m.a. (O'Connor et al., 2007).



**Figura 1.** Mapa batimétrico de la Provincia Volcánica de Galápagos mostrando los principales elementos tectónicos y geológicos. Los recuadros muestran la localización de las zonas de estudio de los proyectos PAPANINI-1999 y SALIERI-2001 y las líneas gruesas los perfiles sísmicos modelizados en este trabajo. Los números en recuadro indican el máximo espesor cortical obtenido en cada perfil. Acrónimos: ZFP (Zona de Fractura de Panamá).

Si se asume que el foco activo del punto caliente está actualmente bajo la isla más activa del archipiélago (Isabela), la distancia entre la dorsal y el centro de la anomalía es de  $\sim 190$  km. La tasa de expansión en de la dorsal a  $90^\circ$  Oeste es de  $60 \pm 4$  km/m.a. de acuerdo a las reconstrucciones globales en base al modelo NUVEL-1A (DeMets et al., 1994). Es importante destacar que la orientación E-W de la cordillera de Carnegie en un contexto de expansión N-S a lo largo de la DCN implica necesariamente que la dorsal ha migrado hacia el norte con una velocidad similar a la de la componente sur de la expansión,  $\sim 26$  km/m.a. según Sallarès y Charvis (2003). La migración de la dorsal, combinada con los saltos del eje de apertura y las variaciones temporales en la tasa de expansión, ha originado notables variaciones temporales en la localización relativa del punto caliente y la DCN. Así, ha estado en ocasiones centrado bajo la dorsal ( $\sim 20$ - $14.5$  m.a.), otras veces al Norte ( $\sim 14.5$ - $7.5$  m.a.) y otras al Sur ( $\sim 7.5$ - $0$  m.a.), de acuerdo a la interpretación de las anomalías magnéticas (Wilson y Hey, 1995).

### 3. Datos geofísicos utilizados

Los datos geofísicos utilizados en este estudio son los adquiridos en las campañas PAPANINI-1999 y SALIERI-2001, ambas realizadas en colaboración

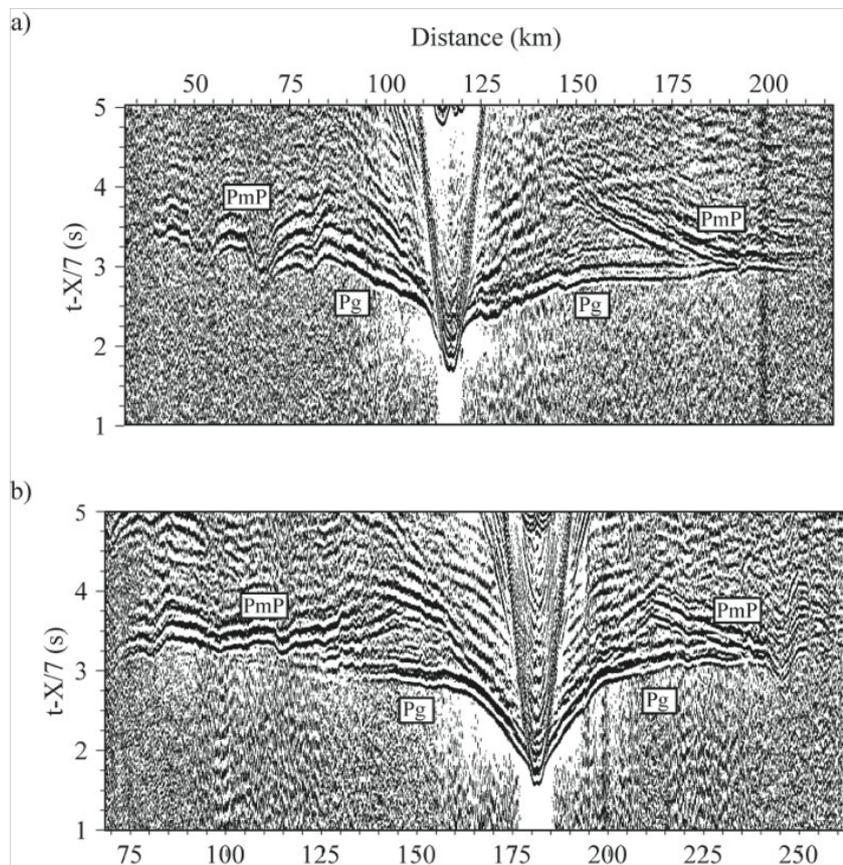
entre IRD-Géosciences Azur e Ifm-Geomar (Kiel, Alemania). El objetivo central de las campañas fue la adquisición de datos de sísmica de refracción y reflexión de gran ángulo (SGA) a través de las cordilleras de Cocos, Carnegie y Malpelo (Figura 1). Posteriormente los datos sísmicos se complementaron con datos gravimétricos y batimétricos de compilaciones globales (Sandwell y Smith, 1995) para definir los modelos estructurales. En esta sección se describen brevemente los datos adquiridos y el sistema de adquisición sísmica utilizado en estas campañas. Para una descripción más extensa o detallada de la técnica, así como sobre los métodos complementarios (gravimetría y batimetría), recomendamos la lectura de tratados de geofísica como el de Fowler (2005).

Los sistemas de SGA se componen de una fuente de energía, en estudios marinos un cluster de cañones de aire comprimido, y de una serie de receptores, en nuestro caso sismómetros de fondo oceánico (OBS, Ocean Bottom Seismometers) de IRD-Géosciences Azur y de Ifm-Geomar. Los OBS, como su nombre indica, se despliegan en el fondo del océano y registran las vibraciones generadas por las explosiones que se repiten a lo largo de una determinada trayectoria. Las distancias de registro pueden ser grandes, en condiciones favorables hasta más de 300 km. Es decir, sufici-

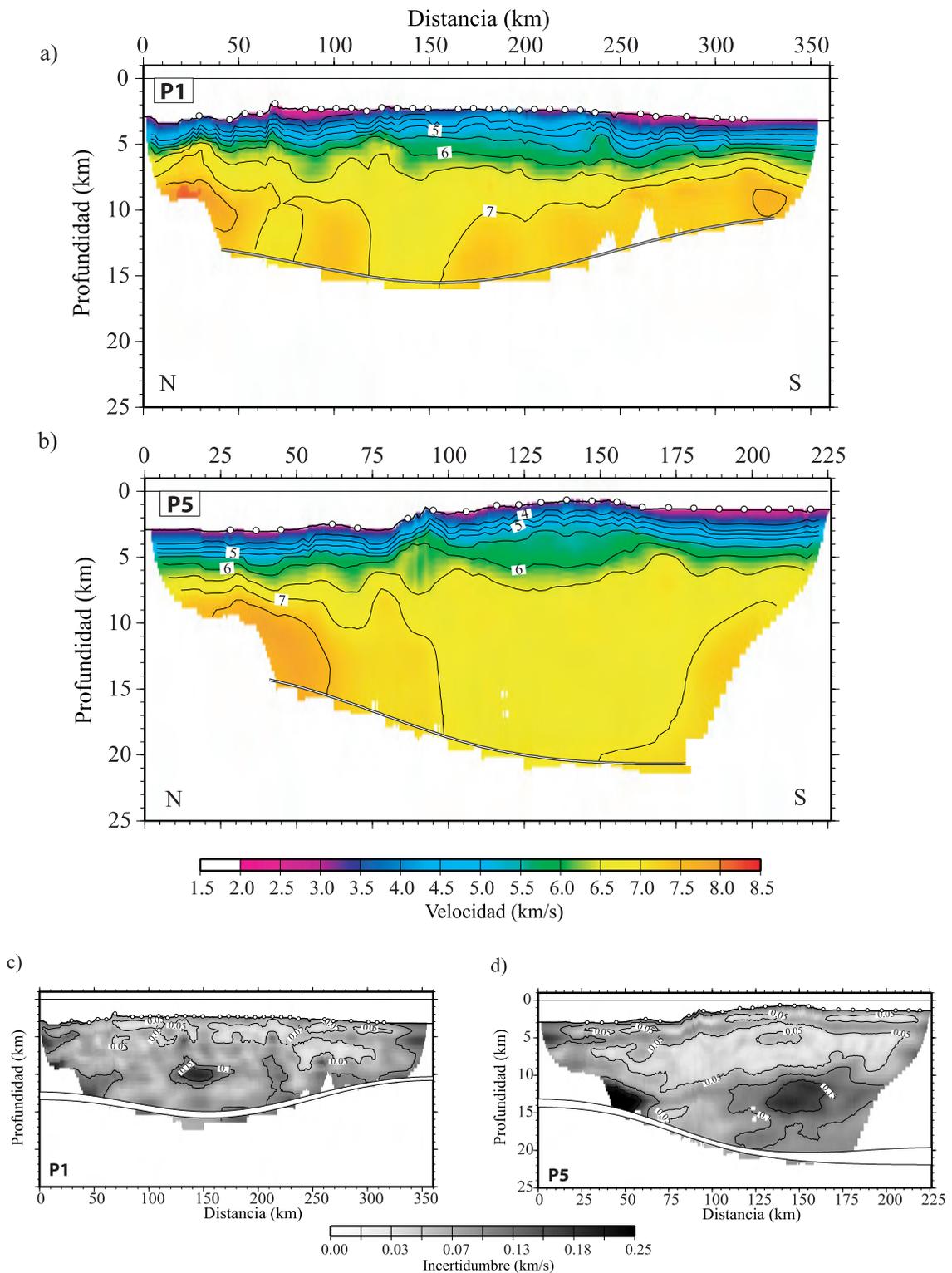
entamente amplias para registrar no sólo las reflexiones sino también refracciones a los distintos niveles de la corteza. Esta es una diferencia fundamental respecto a los sistemas sísmicos habitualmente utilizados en ámbito industrial (la sísmica de reflexión multicanal, SMC), donde la distancia entre fuente y receptores es menor (<10 km), registrándose esencialmente las reflexiones cuasi-verticales en las discontinuidades geológicas. En los registros sísmicos de SGA, de los que se muestran dos ejemplos en la figura 2, las reflexiones se identifican como hipérbolas y las refracciones (que corresponden a las “primeras llegadas”) como segmentos de línea recta cuya pendiente es inversamente proporcional a la velocidad sísmica. La configuración del sistema de adquisición, a diferencia de la SMC, no proporciona imágenes directamente interpretables del subsuelo: la información de los registros sísmicos debe procesarse y utilizarse para obtener modelos de velocidad sísmica así como la localización y geometría de los reflectores.

Los registros sísmicos obtenidos en los perfiles adquiridos a través de las cordilleras submarinas de la PVG (Figuras 2 y 3), tienen varias características co-

munes. En primer lugar, el conjunto de las primeras llegadas, correspondientes a las refracciones en los distintos niveles, muestra una pronunciada curvatura a cortas distancias del receptor que refleja la existencia de un marcado gradiente de velocidad sísmica en los niveles más someros de la corteza (las capas 1 y 2 oceánicas). La velocidad aparente de esta fase (Pg en la figura 2) varía entre ~2.5 y 6.5 km/s a distancias menores de 20 km del receptor. A partir de este punto, la curvatura es mucho más suave hasta distancias variables (entre 40 y 150 km del receptor). Esto indica la presencia de un gradiente suave en los niveles inferiores de la corteza, correspondientes a la capa 3 oceánica, cuya velocidad aparente es de 6.5-7.5 km/s. Otra característica común es que la fase Pg es tangente a una prominente fase aproximadamente hiperbólica asociada a una reflexión en la base de la corteza (PmP en la figura 2). La distancia variable al punto de tangencia indica cambios notables del espesor cortical a lo largo del perfil. El conjunto de la información contenida en forma de fases sísmicas en los distintos registros es la que se utiliza para obtener los modelos estructurales.



**Figura 2.** Registros sísmicos de Sísmica de Refracción y Reflexión de Gran Angulo (SGA). Los datos corresponden a dos registros a lo largo de los perfiles P1 (a) y P5 (b) en sendos Sismómetros de Fondo Oceánico (OBS). Pg identifica la fase correspondiente a la refracción intracortical y PmP a la reflexión en la base de la corteza (i.e., el Moho).



**Figura 3.** Modelos 2D de velocidad obtenidos a lo largo de los perfiles P1 (a) y P5 (b) a partir de los datos de SGA. La solución corresponde a la media de 100 realizaciones de Monte Carlo. La escala de colores muestra la velocidad sísmica de los distintos niveles, y la línea gruesa es el Moho. Los paneles (c) y (d) muestran la incertidumbre estadística de los parámetros, que corresponde a la desviación media de las realizaciones de Monte Carlo.

## 4. Metodología aplicada

### 4.1 Tomografía sísmica

La modelización de datos de SGA tiene por objeto obtener el campo de velocidades de propagación sísmica, así como la geometría de los reflectores (discontinuidades geológicas) a lo largo de un perfil. Como en cualquier método de modelización de datos, existen dos formas de afrontar el problema: la aproximación directa y la inversión. Los primeros métodos en desarrollarse fueron los directos, en que se utilizan herramientas de trazado de rayos y cálculo de tiempos de trayecto para un modelo determinado de velocidad sísmica y geometría de reflectores, y se va variando este modelo hasta que se logra un ajuste satisfactorio de los datos por ensayo y error (e.g., Zelt y Smith, 1992). Esta aproximación al problema es altamente subjetiva y depende en buena medida de la experiencia e ingenio del modelador, pero es la aproximación tradicional cuando hay pocos registros y resulta complicado aplicar técnicas inversas que requieren de una cierta redundancia (e.g., Sallarès et al., 2001). Resulta en cambio inabordable cuando el número de registros a ajustar simultáneamente es elevado. Este es el caso de muchos experimentos de SGA modernos, como PAGANINI y SALIERI.

La alternativa a la modelización directa es la inversión. Las técnicas que abordan el problema inverso se agrupan comúnmente bajo el término de “Tomografía Sísmica”. Al igual que en las técnicas directas, la primera parte de la aproximación consiste en simular los registros; la diferencia es que el ajuste de las observaciones no se hace por ensayo y error sino de forma automática. La técnica de inversión más común se conoce como tomografía de tiempos de trayecto. En este caso el problema directo consiste en resolver numéricamente la ecuación eikonal, es decir, una aproximación de frecuencia infinita de la ecuación de ondas, que da cuenta del tiempo de propagación del frente de onda a lo largo de su trayectoria (o rayo sísmico). La inversión se aborda generalmente minimizando de forma iterativa los residuos de tiempo, utilizando una aproximación linealizada de la ecuación del rayo y un método de minimización del tipo gradientes conjugados. En la mayoría de casos el ajuste se restringe a las primeras llegadas (Zelt y Barton, 1998), pero en otros casos se incluyen

las reflexiones, siendo posible por tanto resolver la geometría de los reflectores (e.g., Hobro et al., 2003). Este es el caso del método utilizado en este trabajo, en que se invierten de forma simultánea los tiempos de llegada de las fases Pg. y PmP y se estabiliza la inversión de los residuos de tiempo introduciendo parámetros de amortiguamiento y suavizado. Para una descripción exhaustiva del método, ver Korenaga et al. (2000) y Sallarès et al. (2003).

Los datos de las campañas PAGANINI y SALIERI han proporcionado modelos 2D de velocidad sísmica cortical así como la geometría de la discontinuidad corteza-manto (Moho) a lo largo de 5 perfiles que cruzan las cordilleras de Carnegie, Cocos y Malpelo (Figuras 2 y 4). Para realizar interpretaciones de los resultados es necesario tener una estimación razonable de las incertidumbres de los parámetros. En este caso las incertidumbres se han estimado realizando un análisis de tipo Monte Carlo, cuyos detalles se describen en Sallarès et al. (2003). Las principales fases del proceso son: 1) calcular un modelo promedio 1D de la velocidad y de profundidad del Moho a lo largo del perfil (modelo de referencia); 2) construir un número elevado de modelos iniciales 1D perturbando aleatoriamente la velocidad y la profundidad del Moho en el modelo de referencia y generar conjuntos de datos añadiendo errores aleatorios en tiempo de llegada asignado a cada fase del orden de la incertidumbre asociada a su identificación; 3) parametrizar el modelo 2D e invertir cada pareja de modelo inicial y conjunto de datos aleatoriamente perturbados. Se toma como solución la media de todos los modelos obtenidos (Figura 3). La desviación media de la velocidad y profundidad del Moho es una medida estadística de su incertidumbre (Tarantola, 1987).

### 4.2 Gravimetría e isostasia

Una vez obtenidos los modelos de velocidad y geometría cortical y su incertidumbre, resulta útil corroborar los resultados viendo si son compatibles con otros datos geofísicos. Un ejercicio común consiste en construir modelos de densidad cortical a partir de los de velocidad y ver en qué medida se ajustan éstos a las observaciones gravimétricas (Sallarès et al., 2001; Sallarès y Ranero, 2005) y batimétricas (Sallarès et al., 2005), y que modificaciones son necesarias

realizar. Una manera habitual de proceder consiste en substraer los efectos batimétricos y de espesor cortical de la anomalía de aire libre y asignar el remanente a anomalías de densidad en el manto, que a su vez son comúnmente atribuidas a anomalías térmicas. Un ejemplo lo constituyen los estudios a lo largo de la DCN de Ito y Lin (1995) y Canales et al. (2002). Este tipo de aproximación asume que la densidad cortical es lateralmente uniforme, lo cual en ocasiones es una simplificación excesiva (Figura 3). Sólo es posible sustraer con relativo rigor la contribución cortical y estimar la distribución de densidad en el manto si se corrige el efecto de las variaciones laterales de densidad combinando información sobre la velocidad sísmica y la composición de sedimentos y corteza.

En este trabajo los datos gravimétricos se han extraído de la compilación global Sandwell y Smith (1997), basada en medidas satelitales de altimetría. Para la modelización se ha utilizado un código basado en el método espectral de Parker (1972) para calcular la anomalía producida por una distribución 2D heterogénea de densidad. Para estimar la importancia relativa de las variaciones de densidad en la corteza y el manto, se ha calculado como referencia la anomalía producida por una única capa (la corteza) utilizando la geometría del Moho del modelo de velocidad y densidad cortical uniforme (Figura 4a). Después se ha transformado a densidad el modelo de velocidad utilizando relaciones empíricas para sedimentos (Hamilton, 1978) y corteza (Carlson y Herrick, 1990) (Figura 4b).

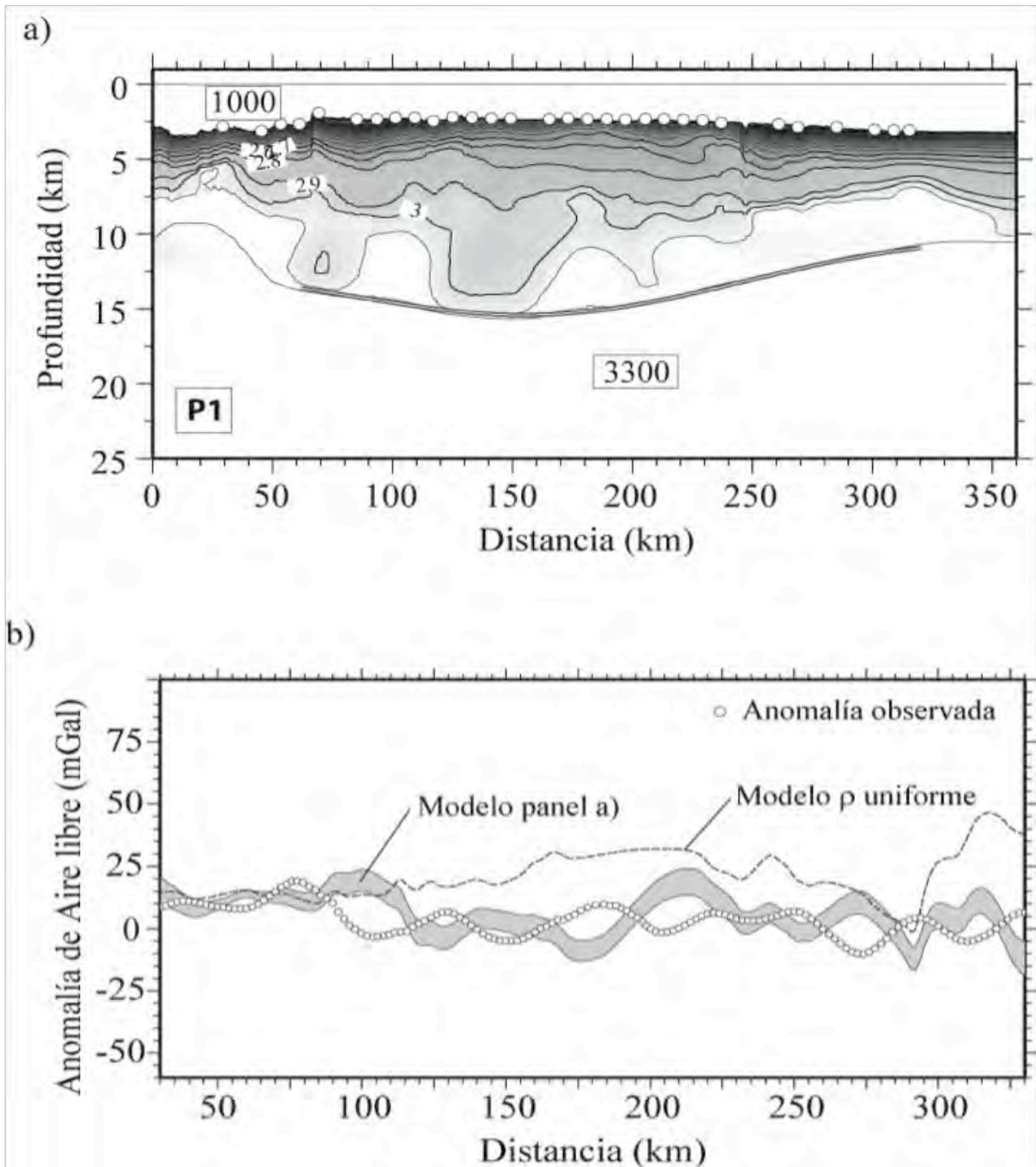
El análisis de la compensación de la topografía se combina en ocasiones con la gravimetría para determinar si la distribución de densidad litosférica es compatible con la batimetría/topografía observada a lo largo de los perfiles. En general se asume que el sistema de interés está compensado isostáticamente por encima de una determinada profundidad (i.e., la profundidad de compensación), por debajo de la cual las variaciones laterales de densidad son despreciables. Para que el análisis tenga sentido es pues necesario tener también una buena estimación de la densidad cortical.

La compensación de la topografía se ha atribuido clásicamente a variaciones laterales del espesor cortical (isostasia de Airy) o de

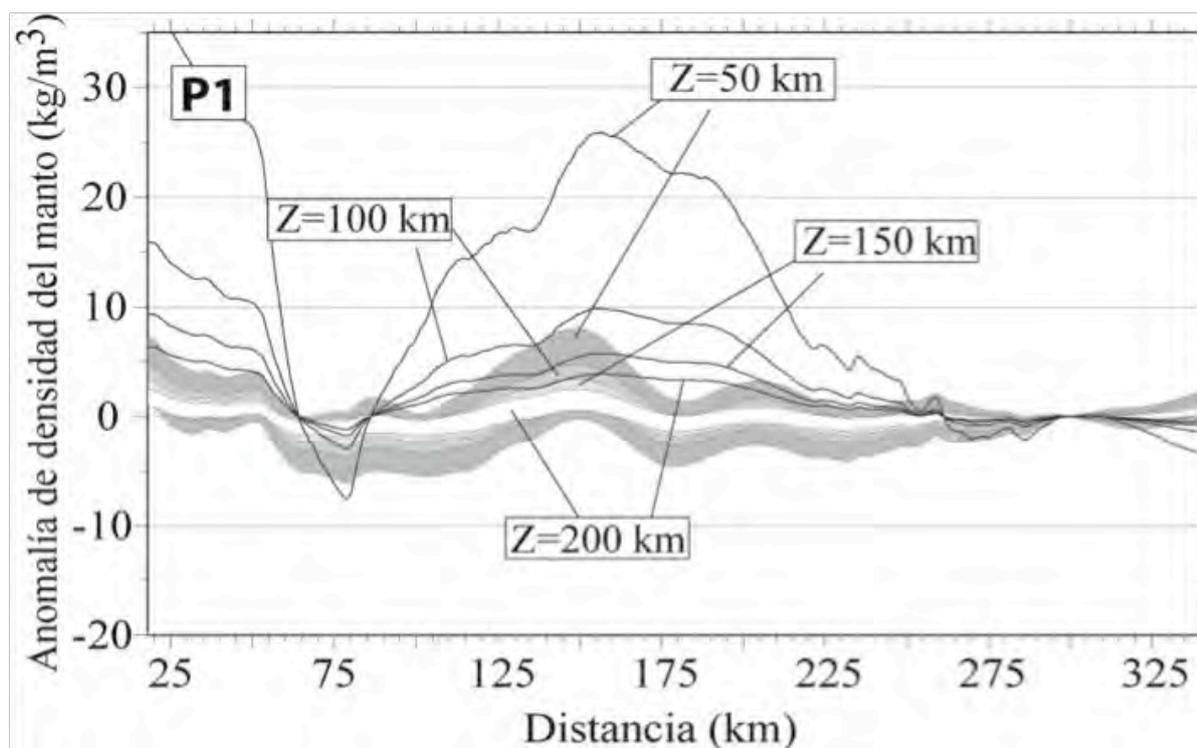
la densidad del manto (isostasia de Pratt). En la mayoría de estudios gravimétricos no se consideran las variaciones laterales de densidad en la corteza (e.g., Canales et al., 2002), lo cual puede tener una cierta influencia en el cálculo de las anomalías. Sin embargo, en nuestro estudio hemos incluido este efecto para corregir, con la precisión que permiten los datos sísmicos, la contribución de la corteza a la flotabilidad de la litosfera asumiendo compensación isostática. Para ello, se ha calculado la estructura “suavizada” de la altura de la columna de agua (i.e., la batimetría), el espesor cortical y la densidad cortical a lo largo de los perfiles, y se ha realizado un balance de masas local en cada punto del perfil, para determinar la densidad del manto necesaria para compensar la topografía observada, tomando una determinada columna de referencia. Así, la única incógnita a resolver es la profundidad de compensación,  $Z$ . Los resultados obtenidos utilizando diferentes valores de  $Z$  se muestran en la Figura 5, y mayores detalles sobre la modelización se pueden encontrar en Sallarès et al. (2005).

### 4.3 Modelización del proceso de fusión

La caracterización de las anomalías de fusión del manto en base a la estructura, velocidad y densidad de la corteza ha recibido una atención creciente en los últimos 15 años. El primer intento sistemático lo realizaron White y McKenzie (1989), quienes mostraron que la temperatura del manto tiene influencia no sólo en el volumen de magma (y, por tanto, en el espesor de la corteza) generado como respuesta a la extensión litosférica, sino que además hay una correlación positiva entre la temperatura del manto y la velocidad sísmica de la corteza ígnea originada. Así, el aumento de la temperatura provoca un incremento del contenido de olivino (de MgO) en el magma de  $\sim 5\%$  / $100^\circ\text{C}$  (e.g., Takahashi et al., 1993) y, como la velocidad sísmica es extremadamente sensible a la presencia de este mineral, la corteza generada por una anomalía térmica debe ser no sólo más gruesa (hasta 10-15 km/ $100^\circ\text{C}$ ) sino también más rápida (hasta 0.2-0.3 km/s / $100^\circ\text{C}$ ) que una corteza normal. En base a esta interpretación se han asociado la mayoría de raíces de alta velocidad detectadas en la base de márgenes volcánicos y provincias ígneas a anomalías térmicas (e.g., White et al., 1992).



**Figura 4.** Modelo 2D de densidad obtenidos a lo largo del perfil P1 y anomalías gravimétricas calculada y observada. (A) Modelo de densidad obtenido para una sola capa de densidad constante (2900 kg/m<sup>3</sup>) y la geometría del Moho de la figura 3a. (B) Modelo obtenido a partir del modelo de la figura 3a. Se ha mantenido la misma geometría del Moho y se ha calculado la densidad a partir de la velocidad utilizando la relación de Hamilton (1978) para sedimentos y Carlson y Herrick (1990) para corteza. (c) Anomalía gravimétrica observada (círculos) y calculada para el modelo a (línea punteada) y b (banda gris), donde el ancho de banda corresponde a la incertidumbre propagada a partir del modelo de velocidad.

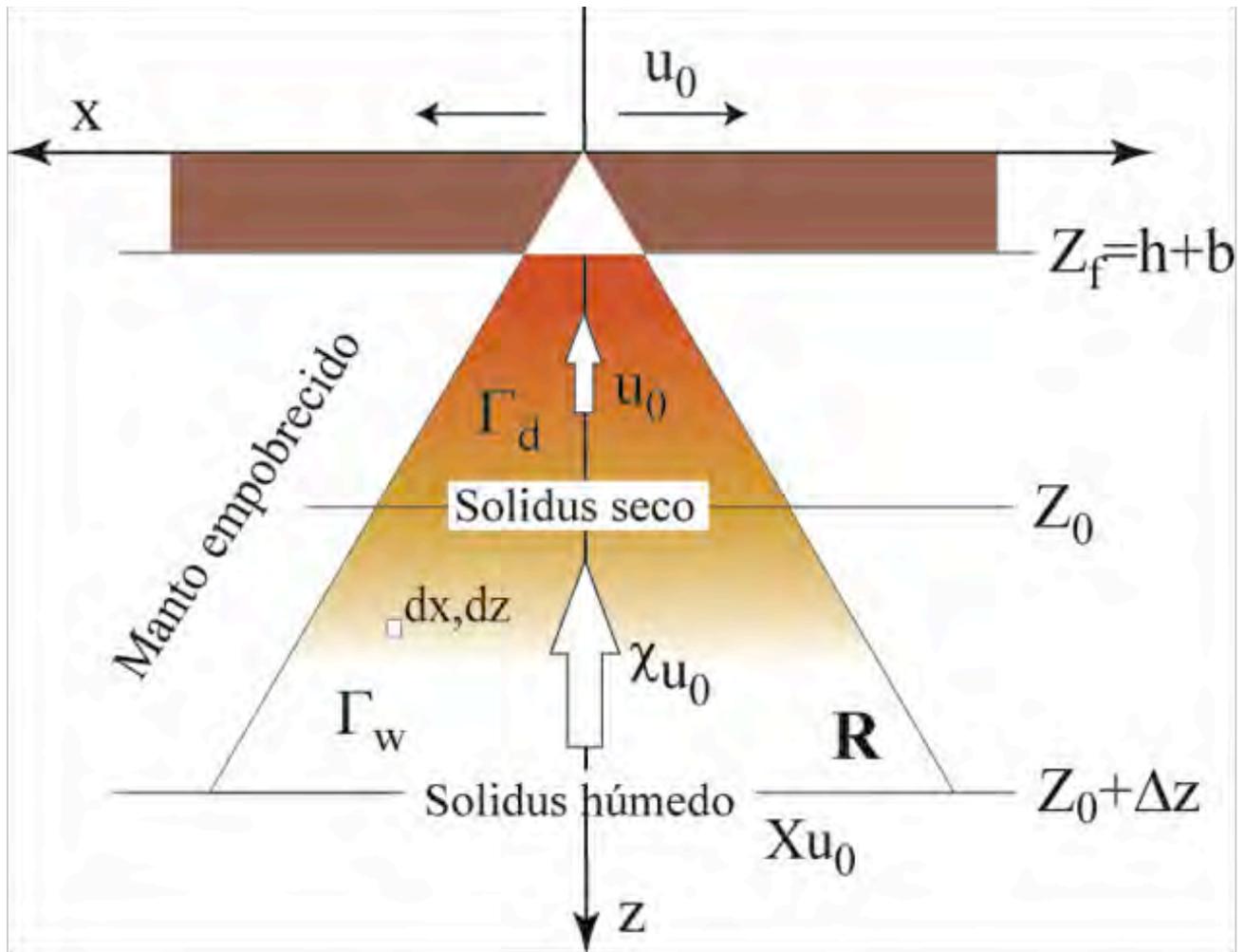


**Figura 5.** Variaciones de densidad en el manto a lo largo del perfil P1 inferidas a partir del modelo de compensación de la batimetría descrito en el texto. Las líneas continuas finas corresponden a un modelo con la geometría cortical obtenida a partir de los datos sísmicos (figura 4b) pero con densidad cortical constante ( $2900 \text{ kg/m}^3$ ) y distintas profundidades de compensación, donde el ancho de banda corresponde a la incertidumbre propagada a partir del modelo de velocidad (50, 100, 150, 200 km). Las bandas grises corresponden al modelo de geometría cortical y densidad de la figura 4b para las mismas profundidades de compensación.

Posteriormente, Kelemen y Holbrook (1995) perfeccionaron este trabajo al establecer una relación empírica entre la velocidad sísmica de las rocas ígneas y la presión y fracción de fusión del magma original a partir de medidas experimentales (Kinzler y Grove, 1992), mientras que Korenaga et al. (2002) derivaron una relación más precisa compilando un conjunto exhaustivo de resultados experimentales de fusión de peridotitas. Además, desarrollaron un modelo numérico de fusión 1-D incluyendo distintos efectos (presencia de una tapa litosférica, posibilidad de ascensión activa) que no habían sido considerados con anterioridad, señalando la importancia de cuantificar las incertidumbres de los parámetros sísmicos para derivar de ellos información fidedigna de los parámetros de fusión. Finalmente, mostraron por primera vez que la fusión de un manto heterogéneo y fértil puede explicar la presencia de raíces corticales bajo la provincia volcánica del Atlántico Norte (Korenaga et al., 2000).

Una parte significativa de nuestro trabajo en la PVG consistió en desarrollar un modelo de fusión 2-D que completa y extiende el de Korenaga et al. (2002) e incorpora el efecto de un manto hidratado

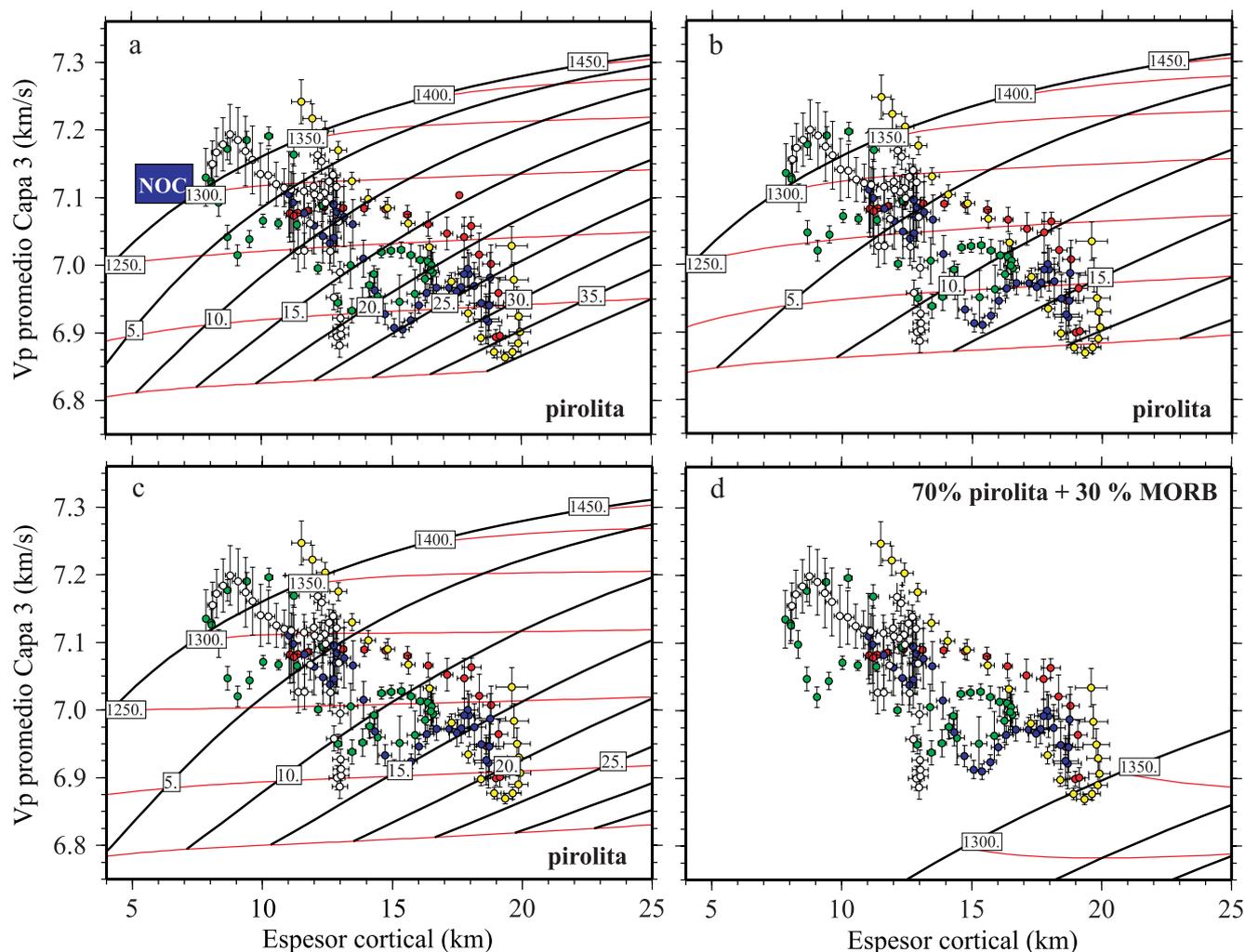
(Sallarès et al., 2005) (Figura 6). Diversos trabajos muestran que un manto hidratado es una fuente adicional de magmatismo a niveles profundos ( $>70 \text{ km}$ ) que se debe tomar en cuenta (Hirth y Kohlstedt, 1996). El modelo desarrollado asume que la mezcla del magma en la zona de fusión (R) es perfecta, y restringe la ascensión activa del manto a la zona de fusión “húmeda” de acuerdo a los resultados de Ito et al. (1999). La fracción y presión de fusión se calculan como media ponderada de la de todos los elementos individuales en la zona de fusión, de acuerdo a Forsyth (1993). Para ello se asume una función de fusión lineal a medida que el manto asciende hacia la superficie. El volumen total de magma generado, así como su profundidad/presión (P) y fracción (F) de fusión, se calculan integrando para todo R. Estos valores de P y F se utilizan a su vez para calcular (1) el espesor cortical total, H, y (2) la velocidad sísmica teórica de la corteza ígnea “prístina”, de acuerdo a la relación empírica extraída de datos experimentales para peridotita de Korenaga et al. (2002) mencionada anteriormente. Para detalles adicionales sobre la modelización desarrollada consultar Sallarès et al. (2005).



**Figura 6.** Esquema idealizado del proceso de fusión 2D para una sección triangular modelizado en este trabajo.  $U_0$  es la tasa de expansión oceánica,  $X$  la tasa de ascensión en la base de la zona de fusión húmeda,  $Z_f$  la máxima profundidad de fusión en la región hidratada (punto de corte entre la adiabata que define la temperatura potencial y la solidez de la roca hidratada),  $Z_0$  la máxima profundidad de fusión en la región seca (punto de corte entre la temperatura potencial y la solides de la roca seca).  $\Delta z$  el espesor de la zona de fusión húmeda, y  $R$  la región de fusión.

Para comprobar la influencia de los distintos parámetros en la modelización, se han realizado algunos cálculos de prueba. Los paneles de la figura 7 corresponden a los llamados “diagramas H-Vp”, que muestran la velocidad sísmica ( $V_p$ ) calculada a partir de la relación de Korenaga et al. (2002) utilizando la profundidad y fracción de fusión obtenidas con nuestro modelo, *versus* el espesor cortical ( $H$ ) calculado para diversas combinaciones de los parámetros del modelo. A modo de resumen, los parámetros clave en

la modelización ilustrados en la figura 6 son la tasa de ascensión del manto,  $\chi$  (es decir, el factor entre la tasa de ascensión del manto y la tasa de expansión oceánica), la productividad de magma en las zonas de fusión “seca” ( $\Gamma_d=10-20 \%/GPa$ ) y “húmeda” ( $\Gamma_w \sim 1 \%/GPa$ ), el espesor de la zona de fusión húmeda,  $\Delta z=50-75$  km, el decaimiento de la tasa de ascensión entre la base y la parte superior de la zona de fusión húmeda debido al incremento de viscosidad,  $\alpha \sim 0.2$ , y el espesor de la tapa litosférica,  $b < 70$  km.



**Figura 7.** Diagramas H-Vp (espesor cortical versus velocidad sísmica de la capa 3 oceánica) obtenidos con distintas combinaciones de los parámetros del modelo de fusión (ver figura 6 y texto para definición). Los círculos de colores muestran los valores obtenidos a lo largo de los perfiles P1 a P5 (figura 1), las barras corresponden a los límites de incertidumbre. Las líneas continuas negras definen tasas de ascensión constantes, mientras que las líneas rojas representan isotermas. **(A)** Modelo de referencia: composición pirolita,  $\alpha=0.25$ ,  $\Delta z=50$  km,  $\Gamma_d=15$  %/GPa,  $\Gamma_w=1$  %/GPa. El rectángulo muestra la velocidad de la capa 3 y espesor cortical de una corteza oceánica normal (NOC) generada en la dorsal de Cocos-Nazca. **(B)** Modelo #2: Pirolita,  $\alpha=1$ ,  $\Delta z=50$  km,  $\Gamma_d=15$  %/GPa,  $\Gamma_w=2$  %/GPa. **(C)** Modelo #3: Pirolita,  $\alpha=0.25$ ,  $\Delta z=75$  km,  $\Gamma_d=20$  %/GPa,  $\Gamma_w=1$  %/GPa. **(D)** Modelo #4: 70% pirolita + 30% MORB,  $\alpha=0.25$ ,  $\Delta z=75$  km,  $\Gamma_d=20$  %/GPa,  $\Gamma_w=1$  %/GPa.

## 5. Resultados y discusión

### 5.1 Estructura y propiedades físicas de la corteza

Como se detalla a continuación, la estructura de las cordilleras es muy similar a lo largo de los 5 perfiles analizados (Figura 1). Además, los modelos de velocidad obtenidos no sólo ajustan los datos de SGA, sino que, como se explica más adelante, son también consistentes tanto con los datos gravimétricos como batimétricos.

La similitud de la estructura y propiedades físicas obtenida confirma que todas las cordilleras submarinas son producto de una misma anomalía

de fusión (el punto caliente de Galápagos), pero el espesor total de la corteza varía considerablemente. Así, se encuentran ~13 km en el perfil P1, a través de Carnegie en la placa de Nazca sobre corteza de 11-12 m.y., ~16.5 km en P2 (cordillera de Cocos, placa de Cocos, corteza de 11-12 m.y.), ~18.5 km en P3 (Cocos, 14-15 m.y.), ~19 km en P4 (Malpelo Cocos, 19-20 m.y.) y ~19 km en P5 (Carnegie, Nazca, 19-20 m.y.) (Figura 1 y 5), lo cual implica la ocurrencia de variaciones temporales notables en el volumen de magma generado. Los perfiles P1 y P5, adquiridos a través de Carnegie son geográficamente los conjugados de P2 (a través de Cocos) y P4 (a través de Malpelo), respectivamente, de forma que la comparación de su estructura cortical permite estimar las variaciones temporales de la actividad

magmática a ambos lados de la dorsal. Estas variaciones parecerían sugerir que la actividad del punto caliente decayó sensiblemente entre ~20 m.y. (P4 y P5) y ~11 m.y. (P1), pero nuestro trabajo sobre la evolución geodinámica de la PVG muestra que las diferencias de espesor cortical son más bien producto de los cambios en la distancia relativa entre punto caliente y dorsal, habiéndose mantenido la actividad magmática relativamente uniforme en los últimos 20 m.y. (Sallarès y Charvis, 2003).

En cuanto a su estructura, la corteza muestra dos capas diferenciadas que corresponden claramente a las capas oceánicas 2 (incluyendo ésta los sedimentos) y 3. La capa 2 muestra un notable gradiente vertical de sus propiedades físicas, variando la velocidad entre 2.5-6.5 km/s y la densidad entre 1800-2800 kg/m<sup>3</sup> en todos los perfiles. Este notable aumento de la velocidad y densidad en profundidad es característica de la capa 2 oceánica, y es debida a la disminución de la alteración y porosidad de los sedimentos y rocas de la corteza (y, por tanto, de su contenido en agua). El espesor de la capa 2 es bastante uniforme a lo largo de todos los perfiles (3.5±0.5 km) a pesar del sobre-engrosamiento de la corteza, que excede 11-12 km en el caso de los perfiles P4 y P5 (Figura 1). Esto significa que la cantidad de extrusivos de la capa 2 es independiente de la cantidad de magma generado, lo cual implica que la corteza se edifica más bien mediante procesos de tipo plutónico. Nuestra interpretación es que el gradiente de velocidad de la capa 2 es producto del progresivo colapso y cierre de poros y fracturas debido al incremento de presión litostática en profundidad (Bratt y Purdy, 1984). Ello implica que a ~4 km bajo el fondo marino casi todas las fracturas están cerradas y por tanto la velocidad por debajo de éste nivel, que corresponde aproximadamente a la línea de isovelocidad de 6.5 km/s, refleja la composición de la corteza ígnea prístina. Esta interpretación explicaría porque el sobre-engrosamiento cortical en provincias volcánicas parece concentrarse en la capa 3 (Mutter y Mutter, 1993).

El contorno de 6.5 km/s corresponde en todos los perfiles a un cambio de primer orden en el gradiente vertical de velocidad, atribuible al límite entre las capas 2 y 3 oceánicas (Figura 4). La velocidad y densidad en la capa 3 es mucho más uniforme, oscilando entre 6.5 km/s (2800 kg/m<sup>3</sup>) en la parte superior y 7.3 km/s (3100 kg/m<sup>3</sup>) como máximo en la base. La velocidad (densidad) promedio varía entre 6.8 y 7.1 km/s (2900-3000 kg/

m<sup>3</sup>). Es destacable que la velocidad más baja de la capa 3 se encuentra sistemáticamente, en todos los perfiles modelizados, en la parte más espesa de la corteza; es decir, bajo la cresta de las cordilleras. En contraste con la capa 2, su espesor es muy variable: desde ~4 km en las cuencas oceánicas hasta ~15 km en los segmentos corticales más engrosados. En la mayoría de perfiles la transición entre la cordillera y la cuenca oceánica es mucho más abrupta en la parte interna (la más próxima a la dorsal) que la parte externa. Esta transición abrupta marca la cicatriz a lo largo de la cual se separó la plataforma original originando las cordilleras actuales (Sallarès et al., 2003).

Como se ha señalado, los modelos de densidad obtenidos a partir de los de velocidad ajustan también los datos gravimétricos y batimétricos (Figuras 4 y 5). Esta modelización evidencia la gran influencia que tienen las variaciones laterales de densidad cortical, mostrando que es indispensable incluirlas en la modelización para aislar y corregir la contribución cortical. Los resultados muestran que con una densidad lateralmente uniforme en corteza (2900 kg/m<sup>3</sup>) y manto (3300 kg/m<sup>3</sup>) y la geometría correcta del Moho, hay una sobreestimación de la anomalía observada de unos 30 mGal (Figura 4a), que se podría atribuir a una anomalía de densidad en el manto. Pero como se muestra en la figura 4b, la inclusión de la distribución de densidad correcta en la corteza es suficiente para ajustar la anomalía observada. De forma similar, la modelización batimétrica con densidad cortical uniforme impone la presencia de un manto anómalamente ligero bajo la parte central de la cordillera (figura 5), mientras que si la densidad cortical es la correcta la anomalía de densidad del manto estimada es menor que el límite de incertidumbre. En resumen, el trabajo de modelización gravimétrica y batimétrica muestra que la anomalía de densidad del manto bajo las cordilleras (asociada al punto caliente) es prácticamente inapreciable.

## 5.2 La influencia de los parámetros de fusión

En la figura 7 se muestran los diagramas H-Vp obtenidos a partir de la modelización del proceso de fusión utilizando diversos valores de los parámetros característicos (ver Figura 6). Las líneas gruesas corresponden a diferentes valores de la tasa de ascensión en la base del manto, y las líneas finas son isotermas, calculadas para una composición

dada y una determinada combinación de  $a$ ,  $Dz$ ,  $Gd$ ,  $Gw$ . Sobre estos diagramas se han superpuesto los valores de velocidad sísmica de la capa 3 ( $V_p$ ) y el espesor cortical ( $H$ ) promedio (y su incertidumbre) determinados a partir de la SGA en los distintos perfiles. Así, es posible visualizar qué temperatura potencial del manto ( $T_p$ ) y tasa de ascensión ( $c$ ) se requieren para explicar la estructura cortical observada.

Cabe destacar en primer lugar que la distribución  $H$ - $V_p$  obtenida a partir de los datos sísmicos muestra una clara y sistemática anticorrelación en todos los perfiles. Esta es una observación de primer orden que debería reproducir cualquier modelo que pretenda explicar el origen de la PVG. Como destacábamos en la introducción, la presencia de una anomalía térmica en el manto (cuya expresión en superficie sería el punto caliente de Galápagos) debería dar lugar a una correlación positiva entre  $H$  y  $V_p$  (e.g., White y McKenzie, 1989), esto es, exactamente lo contrario de lo que se observa. Este hecho se refleja claramente en los diagramas  $H$ - $V_p$ : para una tasa de ascensión determinada (tómese como ejemplo  $c=1$  en la figura 7a), el aumento de  $T_p$  comporta sistemáticamente la edificación de una corteza progresivamente más gruesa y con velocidad sísmica más alta, mientras que el aumento de la  $c$  para una  $T_p$  determinada (por ejemplo  $T_p=1300^\circ\text{C}$  en la figura 7a) implica mayor espesor cortical sin apenas influencia en la velocidad sísmica. El trabajo ha consistido en determinar qué combinación de parámetros de fusión puede dar cuenta de esta anticorrelación.

Para calcular el diagrama de base que se muestra en la figura 7a se han tomado los siguientes valores de referencia: composición del manto pirolítica, con  $\Gamma_d=15\ \%/GPa$  (McKenzie, 1984),  $\Gamma_w=1\ \%/GPa$  (Hirth y Kohlstedt, 1996),  $\Delta z=50\ \text{km}$  (Braun et al., 2000), y  $\alpha=0.25$ , en consonancia con el incremento en factor 4-5 de la viscosidad del manto entre la base y el techo de la zona de fusión húmeda (Ito et al., 1999). Nótese que el espesor (6-8 km) y la velocidad sísmica de la capa 3 ( $\sim 7.1\ \text{km/s}$ ) de la corteza oceánica normal, según la compilación de White et al. (1992), se explicarían como producto de la fusión por descompresión pasiva ( $c=1$ ) de un manto normal ( $T_p\sim 1300^\circ\text{C}$ ), en buen acuerdo con las predicciones del modelo clásico de McKenzie y Bickle (1988). Por el contrario, la estructura sísmica de la parte más engrosada requeriría una  $c$  extremadamente alta ( $c\sim 30-35$ ) y un manto "frío" ( $T_p\sim 1200^\circ\text{C}$ ). Es realmente difícil encontrar un

proceso compatible con esta observación. En la segunda prueba (figura 7b) se ha explorado la influencia de aumentar la productividad de magma en la zona húmeda,  $\Gamma_w=2\ \%/GPa$ . El resultado no cambia demasiado en el sentido que se necesitan  $T_p$  demasiado bajas para explicar los valores de  $H$  y  $V_p$ , si bien la  $c$  requerida es sensiblemente inferior ( $c\sim 15-20$ ). En el tercer test (figura 7c) se ha explorado la influencia de la productividad de magma en la zona seca,  $\Gamma_d=20\ \%/GPa$ , siendo el único efecto visible igualmente la variación de  $c$  requerida para explicar los datos ( $c\sim 20-25$ ). Variando el valor de  $a$  entre 0.2 y 1.0 y aumentando el espesor de la zona de fusión húmeda,  $Dz$ , entre 50 y 75 km, se obtienen resultados similares. La principal conclusión es que resulta complicado explicar la estructura sísmica observada en las distintas partes de la PVG por la presencia de un manto anómalamente caliente, aunque se considere el efecto de un manto hidratado y una componente activa en la tasa de ascensión. Siempre se requiere una  $T_p$  baja en el manto, lo cual es contra-intuitivo y difícil de justificar.

Una última prueba ha consistido en explorar la influencia de la composición del manto en la estructura sísmica. Desafortunadamente, existen pocos experimentos de fusión para composiciones distintas de la pirolita como para desarrollar un modelo cuantitativo que incluya la influencia de las heterogeneidades composicionales.

En nuestro estudio se ha tomado como referencia el modelo de Korenaga et al. (2002) para una fuente hipotética constituida por una mezcla con el 70% de manto pirolítico parcialmente exhausto (Kinzler, 1997) y 30% de MORB (Hofmann 1988), que se utilizó para derivar una relación entre la velocidad sísmica y los parámetros del modelo de fusión. Esta mezcla vendría a simular la presencia de un manto heterogéneo y fértil como resultado del enriquecimiento por reciclaje de corteza oceánica, una posibilidad propuesta por Korenaga et al. (2000) como origen de la provincia del Atlántico Norte. Hemos introducido esta relación en nuestro modelo, junto con una mayor  $Gd$  (20 %/GPa) y una temperatura del solidus  $50^\circ\text{C}$  inferior para reflejar el enriquecimiento en hierro. El resultado (Figura 7d) muestra claramente que la estructura sísmica de los segmentos más engrosados de la corteza se puede explicar por fusión de un manto heterogéneo y fértil de temperatura normal ( $\sim 1300^\circ\text{C}$ - $1350^\circ\text{C}$ ), sin necesidad de considerar  $c$  elevadas.

### 5.3 La naturaleza de la anomalía

De acuerdo a lo expuesto en el apartado anterior, creemos que la hipótesis más plausible para explicar las observaciones geofísicas (la estructura sísmica de la corteza), es la presencia de una anomalía composicional en el manto, probablemente producto del reciclaje de corteza oceánica subducida a lo largo de la historia geológica bajo el margen sudamericano. Esta interpretación es compatible no sólo con las observaciones geofísicas, sino también con datos geoquímicos, como se detalla en Sallarès et al. (2005).

Teniendo en cuenta que esta anomalía (i.e., el punto caliente de Galápagos) se ha mantenido aparentemente fija en el sistema de referencia de los puntos calientes durante los últimos 20 m.a., su fuente debe localizarse a niveles suficientemente profundos. En este sentido, cabe destacar que tres estudios de tomografía global utilizando ondas internas (Montelli et al., 2004), funciones receptoras (Hoofst et al., 2003), y ondas superficiales (Villagómez et al., 2007) coinciden en situar una notable anomalía de baja velocidad en el manto superior bajo las islas, evidenciando la presencia de algún tipo de anomalía en la región. Sin embargo, el modelo de Montelli et al. (2004), el único de ellos con resolución suficiente a niveles más profundos, muestra claramente que la anomalía se interrumpe drásticamente en la base del manto superior, a unos 650 km de profundidad. Por tanto la fuente de la anomalía debería localizarse en esta discontinuidad y no a mayor profundidad. Esta observación está en clara discordancia con el modelo clásico de pluma térmica, que sitúa la base de las plumas/puntos calientes en la discontinuidad entre manto inferior y núcleo externo (i.e., la discontinuidad D''), situada a unos 2900 km de profundidad (e.g., Morgan, 1971). La razón es que en D'' se da el mayor gradiente/contraste térmico del interior de la Tierra. Ello significa que es una región térmicamente inestable, condición necesaria para generar y alimentar las plumas. Por el contrario, la base del manto superior no presenta un gradiente térmico especialmente elevado y no es por tanto particularmente inestable, mientras que sí constituye una barrera importante para la subducción, ya que a esa profundidad la corteza oceánica tiene flotabilidad neutra (e.g., Ringwood e Irifune, 1988). Por tanto, es un reservorio en que puede detenerse temporalmente la subducción hasta segregarse y almacenarse las rocas más ligeras y fértiles de la corteza. Esta hipótesis es consistente

con varios modelos de tomografía global en que se identifican claramente subducciones estancadas precisamente a esta profundidad (e.g., Zhao, 2004). Parece difícil explicar, sin embargo, cómo es posible que este denso material segregado en la base del manto superior ascienda hasta la superficie. Un mecanismo plausible es el propuesto por Korenaga (2004), quien demostró, tomando como ejemplo el caso de Islandia, que la convección sublitosférica inducida por el enfriamiento de la superficie podría ser suficientemente enérgica como para arrastrar el material denso y fértil hasta la superficie en ausencia de una pluma térmica.

### Referencias

- Barckhausen, U., Ranero, C. R., Von Huene, R., Cande, R., y Roeser, H. A., Tectonic boundaries in the Cocos plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models, *J. Geophys. Res.*, 106, 19207-19220, 2001.
- Bonatti, E., Not so hot "hot spots" in the oceanic mantle, *Science*, 250(4977), 107-111, 1990.
- Bratt, S. R., y Purdy, G. M., Structure and variability of oceanic crust in the flanks of the East Pacific Rise between 11° and 13° N, *J. Geophys. Res.*, 89(6), 111-6, 125, 1984.
- Braun, M. G., Hirth, G., y Parmentier, E. M., The effects of deep damp melting on mantle flow and melt generation beneath mid-oceanic ridges, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176, 339-356, 2000.
- Canales, J. P., Ito, G., Detrick, R. S., y Sinton, J., Crustal thickness along the western Galápagos Spreading Center and compensation of the Galápagos Swell, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, 311-327, 2002.
- Carlson, R. L., y Herrick, C. N., Densities and porosities in the oceanic crust and their variations with depth and age, *J. Geophys. Res.*, 95, 9153-9170, 1990.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., y Stock, J., Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205, 295-308, 2003.
- Cushman, B. J., Sinton, J. M., Ito, G., y Dixon, J. E., Glass compositions, plume-ridge interaction, and hydrous melting along the Galápagos Spreading Center, 90°30'W to 98°W, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, Q089E17, doi: 10.1029/2004GC000709, 2004.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194, 1994.
- Duncan, R. A., y Hargreaves, R. B., Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame, Bonini, W. E., Hargreaves, R. B., y Shagam, R., Eds, *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*, *Geol. Soc. Am.*, Boulder, 162, 81-94, 1984.
- Dunn, R. A., Lekic, V., Detrick, R. S., y Toomey, D. R., Three-dimensional seismic structure of the Mid-Atlantic Ridge (35°N): Evidence for focused melt supply and lower crustal dike injection, *J. Geophys. Res.*, 110, B09101, doi: 10.1029/2004JB003473, 2005.

- Falloon, T., Green, D. H., y Danyushevsky, L. V., Crystallization temperatures of tholeiite parental liquids: Implications for the existence of thermally driven mantle plumes, *The Origins of Melting Anomalies: Plumes, plates, and planetary processes*, Geological Society of America Special Publication n. 430, Ed. G. Foulger y D Purdy, Scottsdale, AZ, 997 pp., 2007.
- Forsyth, D. W., Crustal thickness and the average depth and degree of melting in fractional melting models of passive flow beneath mid-ocean ridges, *J. Geophys. Res.*, 98, 16073-16079, 1993.
- Foulger, G. R., y Anderson, D. L., A cool model for the Iceland hotspot, *J. Volc. Geoth. Res.*, 141, 1-22, 2005.
- Fowler, C. M. R., *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*, Ed. Cambridge University Press, ISBN 0521893070, 500 pp., 2005.
- Hamilton, E. L., Sound velocity-density relations in seafloor sediments and rocks, *J. Acoust. Soc. Am.*, 63, 366-377, 1978.
- Hey, R. N., Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1404-1420, 1977.
- Hirth, G., y Kohlstedt, D. L., Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144, 93-108, 1996.
- Hobro, J., Singh, S. C., y Minshull, T. A., Three-dimensional tomographic inversion of combined reflection and refraction seismic traveltimes data, *Geophys. J. Int.*, 152, 79-93, 2003.
- Hofmann, A. W., Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 297-314, 1988.
- Hoof, E. E. E., Toomey, D. R., y Solomon, S. C., Anomalous thin transition zone beneath the Galápagos hotspot, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 55-64, 2003.
- Ito, G., y Lin, J., Mantle temperature anomalies along the past and paleoaxes of the Galápagos spreading center as inferred from gravity analyses, *J. Geophys. Res.*, 100, 3733-3745, 1995.
- Ito, G., Shen, Y., Hirth, G., y Wolfe, C. J., Mantle flow, melting and dehydration of the Iceland mantle plume, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 165, 81-96, 1999.
- Kelemen, P. B., y Holbrook, W. S., Origin of thick, high-velocity igneous crust along the U.S. East Coast margin, *J. Geophys. Res.*, 100, 10077-10094, 1995.
- Kinzler, R. J., y Grove, T. L., Primary magmas of mid-ocean ridge basalts, 2, applications, *J. Geophys. Res.*, 97, 6907-6926, 1992.
- Kinzler, R. J., Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis, *J. Geophys. Res.*, 102, 852-874, 1997.
- Korenaga, J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Kelemen, P. B., Detrick, R. S., Larsen, H.-C., Hopper, J. R., y Dahl-Jensen, T., Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 105, 21591-21614, 2000.
- Korenaga, J., Kelemen, P. B., y Holbrook, W. S., Methods for resolving the origin of large igneous provinces from crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, 107(B9), 2178, doi:10.1029/2001JB001030, 2002.
- Korenaga, J., Mantle mixing and continental breakup magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218, 463-473, 2004.
- Lonsdale, P., and Klitgord, K. D., Structure y tectonic history of the eastern Panama Basin, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 981-999, 1978.
- MacLennan, J., McKenzie, D., y Gronvold, K., Plume-driven upwelling under central Iceland, *Earth Pl. Sci. Lett.*, 194, 67-82, 2001.
- McKenzie, D., The generation and compaction of partially molten rock, *J. Petrol.*, 25, 713-765, 1984.
- McKenzie, D., y Bickle, M. J., The volume y composition of melt generated by extension of the lithosphere, *J. Petrol.*, 29, 625-679, 1988.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., Masters, G., Engdahl, E. R., y Hung, S.-H., Finite-Frequency Tomography Reveals a Variety of Plumes in the Mantle, *Science*, 303(5656), 338-343, doi: 10.1126/science.1092485, 2004.
- Morgan, W. J., Convection plumes in the lower mantle, *Nature*, 230, 42-43, 1971.
- Mutter, C. Z., y Mutter, J. C., Variations in thickness of Layer 3 dominate oceanic crustal structure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 295-317, 1993.
- O'Connor, J. M., Stoffers, P., Wijbrans, J. R., y Worthington, T. J., Migration of widespread long-lived volcanism across the Galápagos Volcanic Province: Evidence for a broad hotspot melting anomaly, *Earth Pl. Sci. Lett.*, 263, 339-354, 2007.
- Sallarès, V., Dañobeitia, J. J., y Flueh, E., Lithospheric structure of the Costarican Isthmus: Effects of subduction zone magmatism on an oceanic plateau, *J. Geophys. Res.*, 106, 621-643, 2001.
- Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E. R., y Bialas, J., Seismic structure of Cocos and Malpelo ridges and implications for hotspot-ridge interaction, *J. Geophys. Res.*, 108, 2564, doi: 10.1029/2003JB002431, 2003.
- Sallarès, V., y Charvis, P., Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galápagos volcanic province, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 214(3-4), 545-559, 2003.
- Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E. R., y Bialas, J., the SALIERI Scientific Party, Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galápagos hotspot: *Geophys. J. Int.*, 161(3), doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02592.x, 763-788, 2005.
- Sallarès, V., y Ranero, C. R., Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23°30'S), *J. Geophys. Res.*, 110, B06101, doi:10.1029/2004JB003418, 2005.
- Sallarès, V., y Calahorrano, A., Geophysical characterization of mantle melting anomalies: A crustal view, In: *The Origins of Melting Anomalies: Plumes, Plates, y Planetary Processes*, Geological Society of America Special Publication , 430, 507-524, Eds. G., Foulger y D Purdy, Scottsdale, AZ, 997 pp., 2007.
- Sandwell, D. T., y Smith, W. H. F., Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, 102, 10039-10054, 1997.
- Schilling, J.-G., Zajac, M., Evans, R., Johnson, T., White, W., Devine, J. C., y Kingsley, R., Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic ridge from 29°N to 73°N: *American Journal of Science*, 283, 510-586, 1983.
- Sobolev, A., Hofmann, A. W., y Nikogosian, I. K., Recycled oceanic crust observed in "ghost plagioclase" within the source of the Mauna Loa lavas, *Nature*, 404, 986-990, 2000.
- Takahashi, E., Shimazaki, T., Suzaki, S., y Yoshida, H., Melting study of a peridotite KLB-1 to 6.5 GPa, and the origin of basaltic magmas, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 342, 103-120, 1993.
- Tarantola, A., *Inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation*, 613 pp., Elsevier Science Ltd, 1987.

- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y Mora, H. P., Wide plate margin deformation, southern Central America y northwestern South America, CASA GPS observations, *J. South Amer. Sci.*, 15, 157-171, 2002.
- Villagómez, D. R., Toomey, D. R., Hooft, E. E. E., y Solomon, S. C., Upper mantle structure beneath the Galápagos Archipelago from surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, 112, B07303, doi: 10.1029/2006JB004672, 2007.
- Werner, R., Hoernle, K., Van Den Bogaard, P., Ranero, C. R., Von Huene, R., y Korich, D., A drowned 14-m.y.-old Galápagos archipelago off the coast of Costa Rica: Implications or tectonic and evolutionary models, *Geology*, 27, 499-502, 1999.
- White, R. S., y McKenzie, D., Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94, 7685-7794, 1989.
- White, R. S., McKenzie, D., y O'Nions, R. K., Oceanic crustal thickness from seismic measurements and Rare Earth Element inversions, *J. Geophys. Res.*, 97, 19683-19715, 1992.
- Wilson, J. T., A possible origin of the Hawaiian Islands, *Canadian Journal of Physics*, 41, 863-870, 1963.
- Wilson, D. S., y Hey, R. N., History of rift propagation y magnetization intensity for the Cocos-Nazca spreading center, *J. Geophys. Res.*, 100, 10041-10056, 1995.
- Zelt, C. A., y Smith, R. B., Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, 108(1), 16-34, 1992.
- Zelt, C. A., y Barton, P. J., 3D seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin; *J. Geophys. Res.*, 103, 7187-7210, 1998.
- Zhao, D., Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192, 251-265, 2001.
- Zhao, D., Global tomographic images of subducting slabs and mantle plumes: insight into deep Earth dynamics, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 146, 3-34, 2004.