

Estructura interna de la tierra

Josep Gallart

El conocimiento de la estructura interna de la tierra se obtiene esencialmente por métodos sísmicos. Las zonas más externas, corteza y litosfera, se analizan con perfiles de reflexión y refracción. Los datos de terremotos, de tomografía y ondas superficiales controlan las zonas más profundas, manto y núcleo. Los resultados muestran grandes variaciones de estructura cortical correlacionables con la geotectónica de superficie, mientras que las anomalías profundas se corresponden con zonas de subducción, tectónica de placas y existencia de puntos calientes.

1. Introducción

Una de las líneas de investigación más genuinas de la geofísica, o física del interior de la tierra, es el estudio de los parámetros que caracterizan la estructura interna de nuestro planeta. El conocimiento de la estructura actual tanto a nivel global como bajo una región determinada aporta condiciones de contorno indispensables para la comprensión de la evolución geodinámica, teniendo además múltiples implicaciones para la evaluación del potencial de recursos energéticos o de riesgos naturales.

Las observaciones directas de la composición interna de la tierra son muy limitadas. La práctica totalidad de las rocas que afloran actualmente en superficie se han originado a profundidades de, como mucho, algunas decenas de kilómetros (unos 200 km en el caso de algunos magmas). En cuanto a mediciones en sondeos geofísicos, su elevado coste dificulta el número de perforaciones abordables, y las condiciones de presión y temperatura de los materiales internos hacen tecnológicamente inviable alcanzar profundidades superiores a unos pocos km (el sondeo más profundo realizado, en la península de Kholá, Rusia, alcanzó unos 12 km). Así pues, las propiedades físicas de la gran mayoría de los materiales que configuran la esfera terrestre, de 6371 km de radio, solo pueden ser analizadas por métodos indirectos, a partir de mediciones geofísicas en sensores dispuestos sobre la superficie terrestre, en los océanos o en plataformas espaciales.

Las dimensiones y heterogeneidades del objeto de estudio, y las limitaciones en el emplazamiento de las mediciones plantean indudables desafíos. Es preciso disponer de un gran número de datos experimentales para plantear las correspondientes ecuaciones que relacionan los observables con las diferentes incógnitas o parámetros de estructura y resolver estos últimos. Se requieren a menudo sistemas sofisticados de adquisición y procesamiento de datos que permitan alcanzar una relación señal-ruido suficiente para niveles profundos con respuesta energética débil. Por último, hay



Figura 1. Adquisición de datos de un perfil sísmico marino a partir del buque oceanográfico americano *M. Ewing*. En la figura se observan las grúas laterales que arrastran la red de cañones de aire comprimido, mientras en la parte central de popa se despliega el "streamer" o cable de varios km que contiene cada 25 m un hidrófono que registra los disparos.

que hacer frente al problema de la equivalencia o de falta de unicidad de los modelos estructurales que ajustan aparentemente las observaciones. Esta última dificultad es intrínseca en los llamados métodos potenciales, en que los observables geofísicos se describen según ecuaciones a partir de campos potenciales, como la gravimetría y el geomagnetismo.

2. Sismología

La sismología, basada en el estudio de la propagación de ondas sísmicas en el interior de la tierra, es la disciplina geofísica más potente y adecuada

para establecer la estructura interna, sobre todo a grandes profundidades, y por ello los métodos sísmicos se enfatizan en este trabajo. Hay que resaltar no obstante, que cada método geofísico puede resultar más apropiado para resolver un problema estructural concreto y, en todo caso, siempre es conveniente verificar el grado de compatibilidad del modelo de estructura obtenido con un determinado método respecto de los restantes datos geofísicos.

La estructura interna de la tierra a nivel global es bien conocida desde los inicios de las observaciones sísmicas experimentales, que evidenciaron tres niveles (corteza, manto y núcleo) con diferencias marcadas en las velocidades de propagación de las ondas sísmicas directamente relacionables con la densidad y composición química de los materiales. Posteriormente se establecieron más divisiones, atendiendo también a propiedades de estado físico de los materiales (grados de rigidez o fluidez) en relación con el aumento de presión y temperatura con la profundidad. Así, es común manejar hoy en día los conceptos tanto de *corteza* o capa más externa, hasta profundidades de unos 30-40 km en continentes (puntualmente pueden variar entre 20 y 70 km), y hasta 10 km bajo los océanos, *manto* (superior e inferior) y *núcleo* (interno y externo), como los de *litosfera* o capa externa rígida de unos 100 km de profundidad que 'flota' encima de una *astenosfera* más fluida o viscosa hasta unos 700 km, ambas capas con un papel fundamental en los movimientos de las placas tectónicas. Por debajo de ellas se sitúa

el *manto inferior* hasta unos 2900 km en donde una pequeña zona (capa D") marca la transición al *núcleo externo* que se comporta como cuerpo líquido hasta unos 5100 km en que se halla el *núcleo interno*, de nuevo con propiedades de sólido rígido.

A continuación se describirán brevemente los fundamentos y el estado actual de los métodos más utilizados en estudios de estructuras profundas.

3. Métodos sísmicos

En cualquier registro sísmico disponible intervienen dos componentes básicos: el foco sísmico y el medio de propagación. Un análisis correcto implica diferenciar y aislar la contribución de cada uno de ellos. En la práctica, los grupos de investigación suelen especializarse en uno u otro aspecto, y hay una tendencia a denominar estudios sismológicos los que se centran en el foco (terremotos), y estudios sísmicos los relativos a la estructura y propiedades del medio por el que se propagan las ondas.

Las técnicas sísmicas de estudio de la estructura profunda son muy variadas, pudiéndose englobar en dos grandes grupos, de sísmica activa o pasiva, según utilicen fuentes sísmicas artificiales (explosiones o vibraciones controladas) o naturales (terremotos), respectivamente. Entre las primeras destacan las de perfiles sísmicos de reflexión vertical, y de gran ángulo-refracción, mientras que los registros de terremotos permiten efectuar estudios estructurales a partir de ondas internas o superficiales, mediante técnicas de tomografía sísmica, funciones receptoras, anisotropía, dispersión, atenuación, etc. Las técnicas de sísmica activa permiten obtener modelos estructurales de gran resolución a escala superficial, cortical o litosférica, mientras que únicamente los terremotos de gran magnitud liberan la energía sísmica requerida para muestrear profundidades mayores, a nivel de manto sublitosférico y núcleo terrestre.

3.1. Sísmica de reflexión vertical

Desde hace varias décadas las compañías de exploración y explotación de hidrocarburos invierten muchos millones de dólares a I+D en esta técnica, considerada como la más eficaz y resolutive en la prospección de yacimientos. Las escalas típicas de este tipo de estudios van desde el subsuelo hasta unos 4-5 km de profundidad. En los últimos 20 años, esta metodología ha sido adoptada también por la comunidad científica académica, adaptándola al estudio de estructuras más profundas (varias decenas de km), a nivel cortical y litosférico.

El método se basa en la implementación de un sistema de fuentes sísmicas y sensores, normalmente alineados en un determinado perfil. La energía emitida al incidir en discontinuidades internas se refleja parcialmente y puede ser registrada en la superficie. Se puede construir entonces una sección sísmica como 'radiografía' o imagen de los diferentes niveles reflectores internos a lo largo del perfil. El parámetro determinante para que se produzca una reflexión es el contraste de impedancias (producto de la velocidad por la densidad) entre dos medios. Las secciones sísmicas obtenidas tras el correspondiente procesamiento de los datos se suelen asimilar

a cortes geológicos profundos que marcan directamente la geometría interna y variación lateral de las estructuras.

Diversos factores logísticos condicionan y restringen la apertura en superficie del dispositivo experimental (normalmente de unos pocos km), y ello es determinante en la complejidad del método. Para incidencias subverticales sólo un porcentaje muy pequeño de la energía se refleja hacia la superficie, según las leyes básicas de propagación de ondas, por lo que para su detección se necesitan dispositivos muy densos y con cobertura múltiple (muestreo de un mismo punto de reflexión para diversos grupos de trayectorias fuente-receptor y subsiguiente adición de los registros), y su interpretación ulterior comporta una sofisticada secuencia de procesamiento de datos que requiere altas prestaciones de cálculo numérico.

La sísmica de reflexión se aplica tanto en dominios terrestres como marinos. En tierra se usan dos tipos de fuentes sísmicas, explosivos enterrados en pequeños sondeos o 'vibroseis' (plataformas vibradoras en la base de camiones que emiten secuencias cortas de distintas vibraciones monofrecuenciales). Los dispositivos de registro, multicanales sobre un mismo soporte informático de almacenamiento, están formados por centenares de trazas, cada una agrupando a su vez varios sensores o geófonos separados entre sí unos pocos metros. En mar los dispositivos en buques oceanográficos consisten en una ristra sumergida de cañones de aire comprimido que disparan en fase adecuada cada 20-30 s y cuya energía acústica es registrada en un 'streamer' o cable multitraya de 3-5 km de longitud en el que se disponen hidrófonos espaciados unos 25 m (Figura 1). El coste económico de los perfiles de reflexión es muy elevado en ambos casos, aunque hay un factor 10 superior en los perfiles en tierra. Por ello, y por constituir un importante reservorio, la investigación en sísmica de reflexión se centra actualmente en dominios marinos, en diversos márgenes continentales, en donde se adquieren miles de km de perfiles. Cada vez son más usuales los dispositivos 3D en mar, en que los buques arrastran en paralelo baterías de 'streamers', aunque el coste de tales operaciones las hace aún prohibitivas para la comunidad académica, que se centra en obtener secciones sísmicas en áreas muy seleccionadas, cuya estructura actual es clave para comprender la geodinámica regional. Especialmente relevantes son los resultados obtenidos en los últimos años en transectas en orógenos como Tibet-Himalaya, M. Rocosas, Alpes, Urales, Andes, o en múltiples cuencas extensionales, márgenes activos y pasivos, etc.

La Península Ibérica, por sus características y diversidad de evolución tectónica constituye un laboratorio natural de gran interés para llevar a cabo estudios de estructura litosférica mediante perfiles sísmicos. Desde mediados de los 80 en que se efectuó la primera transecta (perfil ECORS Pirineos) en cooperación Franco-Española, se han llevado a cabo decenas de perfiles sísmicos en tierra y mar, la mayoría en cooperación internacional, aunque también se implantó en los 90 el programa nacional ESCI (Estudios Sísmicos de la Corteza Ibérica), una iniciativa comparable en ese momento con la de los países de nuestro entorno, que ha proporcionado resultados de gran significación y que han impulsado múltiples proyectos posteriores. En la Figura 2 se muestran los perfiles profundos efectuados en los últimos 20 años.

3.2. Sísmica de refracción y reflexión de gran ángulo

La geometría de los dispositivos de sísmica vertical es particularmente adecuada para controlar la reflectividad interna pero no para resolver las velocidades de propagación de las ondas y, en definitiva, saber la profundidad exacta a la que se sitúan los reflectores. Ello se consigue aumentando la apertura de los dispositivos de registro, a fin de captar las fases sísmicas que se han refractado y propagado a través de los distintos niveles, y con trayectorias que vuelven a la superficie por efecto del aumento general de la velocidad de los materiales con la profundidad.

Los perfiles de sísmica de refracción o de reflexión de gran ángulo permiten pues establecer modelos detallados de distribución interna de las velocidades sísmicas. En la práctica, para obtener un modelo a escala cortical, la longitud del dispositivo de registro debe ser de, al menos, 200 km para captar las fases refractadas relevantes. Ello implica utilizar fuentes muy potentes para alcanzar grandes distancias (normalmente explosivos en perforaciones controladas) y disponer del mayor número posible de estaciones de registro cubriendo simultáneamente todo el perfil (actualmente se procura instalar algunos centenares de equipos de manera que su espaciado no supere el km).

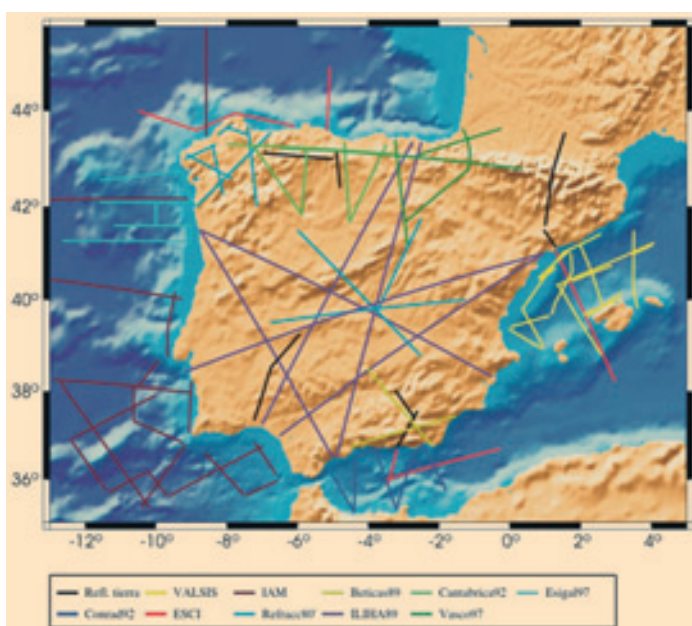


Figura 2. Perfiles sísmicos de reflexión y refracción efectuados en la Península Ibérica en los últimos 20 años.

La información estructural que proporciona la sísmica de refracción es muy complementaria a la de de reflexión vertical, y la combinación de ambas metodologías aporta la resolución más adecuada a los problemas estructurales que puedan plantearse. Por ello, hoy en día hay un consenso para trabajar, en la medida de las posibilidades económicas, simultaneando ambas técnicas, en contraposición a décadas pasadas en que se planteaban perfiles de un solo tipo, según la especialización de los equipos investigadores.

Por otra parte, en los últimos años, han tenido un auge remarcable los dispositivos de registro tierra-mar (onshore-offshore), en los que los disparos de cañones de aire compri-

mido correspondientes a perfiles marinos de reflexión son registrados también a grandes distancias por estaciones autónomas en tierra. De este modo se obtienen modelos de velocidades bajo regiones costeras, y eventualmente secciones multicanales de reflexiones profundas de gran ángulo, información fundamental para analizar la transición estructural entre dominios terrestres y marinos (naturaleza e importancia de adelgazamientos corticales, etc.).

Hay que indicar que el coste de un perfil de refracción en tierra es netamente inferior al de reflexión ya que en este último, una transecta a nivel cortical de unos 200 km de longitud implica la realización de múltiples adquisiciones, desplazando el dispositivo de registro (su apertura es de unos 15 km) y de disparo a lo largo del perfil. Por ello, los estudios estructurales en tierra a nivel académico se han restringido a menudo a perfiles de refracción. El caso de la Península Ibérica es representativo, considerando el número de perfiles efectuados (ver Figura 2) desde 1974 en que se realizó la primera campaña en las Béticas. La figura 3a muestra un ejemplo de modelo de velocidades y sección de sísmica multicanal obtenidos en la Cordillera Cantábrica.

3.3. Técnicas de sísmica pasiva: tomografía, función es receptoras, anisotropía, dispersión de ondas superficiales, atenuación

La tomografía sísmica es la metodología que ha experimentado un mayor desarrollo y grado de aplicación al conocimiento de la estructura profunda de la tierra desde su implantación a finales de los años 70. Se basa en la adquisición de registros de terremotos en estaciones de una red sísmica 2D cubriendo lo más densamente posible la superficie de la región de estudio, a fin de disponer de un número suficiente de lecturas de tiempos de llegada de las ondas que permita realizar una inversión de las ecuaciones de propagación e inferir las velocidades sísmicas en los distintos niveles internos. En la práctica, se suele partir de un modelo inicial de distribución de velocidades en un medio discretizado en bloques, de manera que cada uno de ellos sea muestreado por rayos sísmicos que lo atraviesan según distintos acimutes, y tras la inversión se obtiene la variación porcentual de la velocidad característica de cada bloque. La tomografía se aplica a muy diversas escalas, para obtener imágenes tanto del manto profundo a nivel global de toda la tierra o de una gran placa tectónica, como para resolver problemas estructurales de corteza superior en una región muy específica. Se trabaja con datos de eventos locales, regionales o telesismos, según disponibilidad y resolución requeridas, y actualmente se aplican también las inversiones tomográficas a datos de sísmica activa, cuando se dispone de una malla densa de perfiles sísmicos. En la figura 4 se muestra la imagen de un estudio tomográfico en el Caribe, en la que las zonas de alta velocidad (en azul) delimitan claramente la subducción de las placas Atlántica y de Cocos bajo la placa Caribe.

Otras técnicas sísmicas muy utilizadas hoy día a partir de datos de telesismos (eventos ocurridos a más de mil km de distancia de las estaciones de registro) son las de anisotropía y funciones receptoras. Los estudios de *anisotropía* o de variaciones acimutales de velocidades permiten establecer las direcciones de propagación rápida de las ondas en el manto, y aportan condicionantes básicos en relación con los

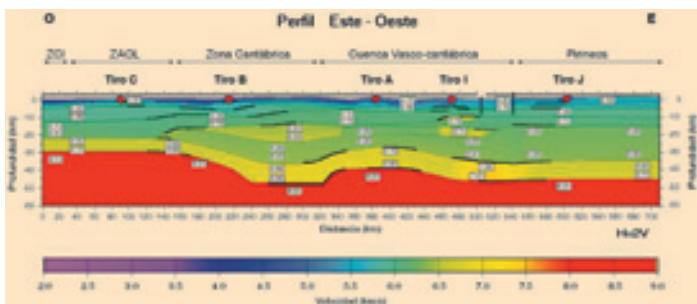


Fig. 3a

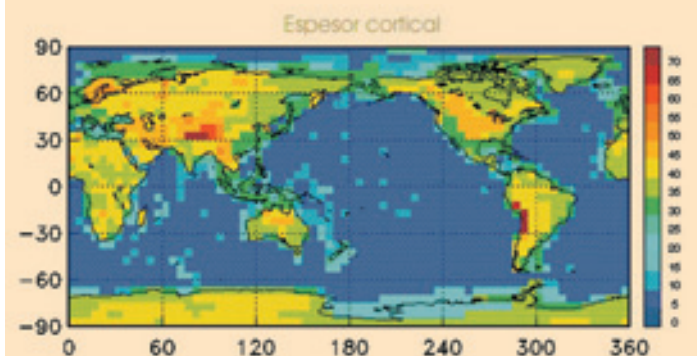


Fig. 3b

Figura 3. Ejemplos de estructura cortical. Fig. 3a: Modelo de velocidades a lo largo de una transecta E-O de 700 km desde Galicia hasta los Pirineos centrales. ZCI: zona centro-ibérica; ZOAL: zona astur-occidental-leonesa (modificado de Pedreira et al., 2003). Fig. 3b: Distribución global del espesor cortical, según Mooney et al. (1998).

procesos tectónicos dominantes en la litosfera o con movimientos preferentes del flujo de materiales en la astenosfera. Con los registros 3D de telesismos también se efectúan estudios de conversiones de ondas de tipo P a S que se producen en discontinuidades estructurales marcadas. Para ello se transforman los registros calculado las *funciones receptoras* ("receiver functions") que permiten eliminar la influencia del foco sísmico y realzar los marcadores del medio de propagación. Los resultados muestran imágenes claras de discontinuidades como el Moho (transición corteza-manto), la de 400 km o la de 660 km (límite manto superior-inferior).

Los estudios de estructura sísmica mencionados hasta ahora se basan en el análisis de ondas internas o de volumen, que penetran a grandes profundidades y pueden atravesar toda la tierra. Un segundo dominio bien diferenciado clásicamente en la sismología es el de los estudios de ondas superficiales, así denominadas por propagarse por las zonas más externas de la tierra (su amplitud se atenúa exponencialmente con la profundidad). Paradójicamente, las ondas superficiales también proporcionan un buen control sobre estructuras profundas, ya que por tratarse de ondas de periodo muy largo (el dominante es de 20 s, pero pueden llegar hasta 300 s), son sensibles a los cambios estructurales a grandes profundidades. Estas ondas tienen asociadas unas velocidades de fase y de grupo, y se suelen analizar en términos de los distintos periodos o modos que las componen (modo fundamental y modos superiores), los cuales presentan el fenómeno de *dispersión*, consistente en que las velocidades de propagación son distintas para cada modo (las frecuencias menores se propagan más rápidamente). La forma que presentan las curvas de dispersión está directamente

relacionada con la estructura interna bajo las regiones atravesadas.

Finalmente, cabe indicar que tanto las ondas internas como superficiales sufren una *atenuación* anelástica en su propagación, debido a que la tierra no es un cuerpo perfectamente elástico. Las variaciones de amplitud que presentan las ondas tienen una dependencia directa con los parámetros de estructura interna, por lo que el estudio de tales variaciones, o del factor Q que representa la fracción de energía disipada durante un periodo en cada onda, es otra técnica empleada comúnmente para caracterizar los parámetros estructurales.

4. Estructura 3D de la tierra. Ejemplos de resultados actuales a distintas escalas

Se dispone actualmente de un enorme volumen de resultados de estructura profunda a muy distintas escalas. Una mayoría de los estudios se han enfocado a resolver problemas geodinámicos concretos, y han producido imágenes de gran resolución de la estructura cortical o litosférica bajo determinadas regiones continentales o en sus márgenes.

Un ejemplo muy ilustrativo de variaciones notables de estructura cortical debidas a regímenes tectónicos bien diferenciados lo tenemos en la Península Ibérica. La compresión Alpina ha producido aumentos de espesor o raíces corticales bajo los Pirineos, las Béticas y la cordillera Cantábrica, en donde el Moho o transición corteza-manto se sitúa a más de 40 km de profundidad. En contraposición, los procesos extensionales neógenos han adelgazado la corteza hasta menos de 20 km en las cuencas Baleares y de Alborán, lo que significa que, en una transición de pocas decenas de km, la corteza ha perdido más de la mitad de su espesor. La Fig. 3a muestra un ejemplo de variación lateral de la estructura cortical en una transecta E-O de 700 km desde Galicia hasta los Pirineos centrales. En esa región Pirenaico-Cantábrica se

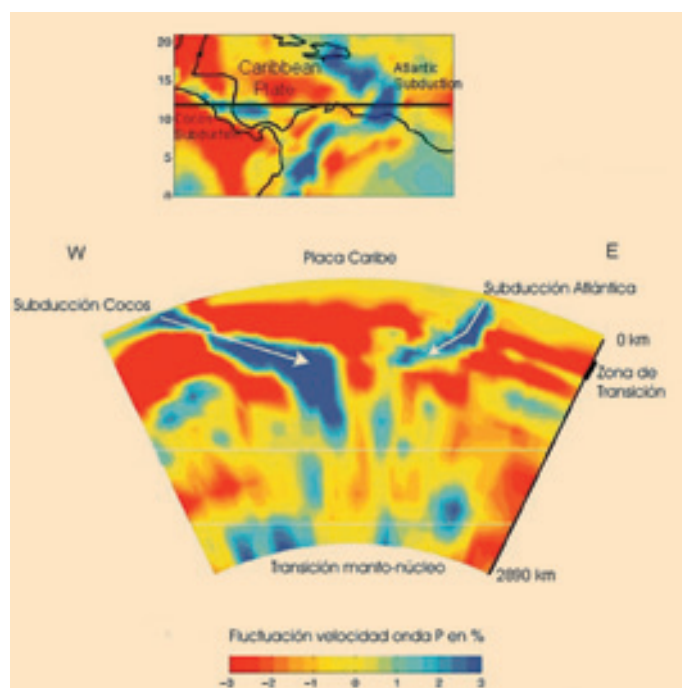


Figura 4. Ejemplo de tomografía en el manto. Variaciones de velocidad en una transecta E-O a una latitud de 12°, desde el Pacífico hasta el Atlántico, a través de América central y el Mar Caribe. (modificado de Van der Hilst and McDonough, 1999).

ha producido además una indentación e imbricación N-S entre las cortezas ibérica y europea. Geometrías similares se observan en otros orógenos como los Alpes, Andes, Alpes neozelandeses, etc.

Compilando los resultados obtenidos en todos los perfiles sísmicos, se pueden confeccionar modelos globales de espesor cortical, como el que se presenta en la Fig. 3b. Las regiones que han sufrido una mayor compresión tectónica reciente, como los Andes y los Himalayas-meseta Tibetana son las que presentan un mayor espesor cortical, que puede superar los 70 km. En las zonas más estables, como los escudos continentales, la corteza alcanza los 35-40 km de espesor, y se reduce claramente en las cuencas extensionales, zonas de rift, etc. Bajo los océanos apenas se alcanzan los 10 km de espesor, ya que la corteza oceánica carece del bloque superior, granítico.

Cada vez son más abundantes las informaciones estructurales sobre manto terrestre, y aunque su composición es más homogénea que la de la corteza, los estudios de detalle muestran la presencia de anomalías bien diferenciadas. Las imágenes tomográficas confirman especialmente los procesos de subducción de determinadas placas, como es el caso de la placa del Caribe (Figura 4), bajo la cual se observan las subducciones de las placas de Cocos-Farallón en su mitad occidental, y de la placa Atlántica por el este.

Por último, combinando diversos tipos de datos sísmicos, especialmente de dispersión de ondas superficiales y residuos de tiempos de recorrido de ondas internas, se han elaborado modelos globales de estructura profunda, hasta la transición manto-núcleo. La Figura 5 muestra uno de ellos, en el que se distinguen los niveles de manto superior, intermedio e inferior. Las anomalías más marcadas se sitúan en el manto superior, correlacionables con la tectónica de superficie. En la litosfera se marcan claramente zonas “frías” o con velocidades rápidas bajo zonas estables como escudos continentales y océanos antiguos, y zonas “calientes” o de velocidad lenta, en las dorsales medio-oceánicas. Un segundo grupo de anomalías hacia los 200 km de profundidad permite diferenciar las zonas en que la astenosfera lenta está ya claramente definida, mientras sobre los 700 km aparecen áreas rápidas asociadas a zonas de subducción “frías” que atraviesan el manto intermedio y penetran en el manto inferior. En la imagen sísmica de éste último se observan dos estructuras notables. Una es un anillo de material rápido circundando el Pacífico, que se interpreta como el “cementerio” de las zonas de subducción”, y otra es la presencia de material lento que forma dos grandes penachos, en el sur de África y en el Pacífico central. Estas estructuras se consideran el origen de los “hot spots” o puntos calientes actualmente reconocidos en la superficie, en diversas zonas intra-placas (Hawai, Polinesia, Indico, etc.) y cuyo estudio detallado constituirá sin duda uno de los objetivos prioritarios de la geofísica y de las Ciencias de la Tierra en los próximos años.

Referencias

- [1] Masters, G., Laske, G., Bolton, H. and Dziewonski, A. (2000). “The relative behaviour of shear velocity, bulk sound speed and compressional velocity in the mantle. Implications for chemical and thermal

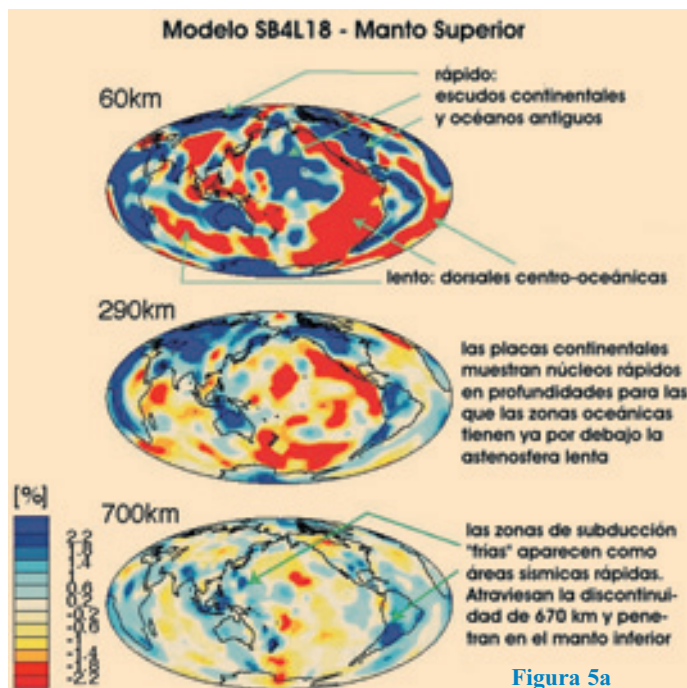


Figura 5a

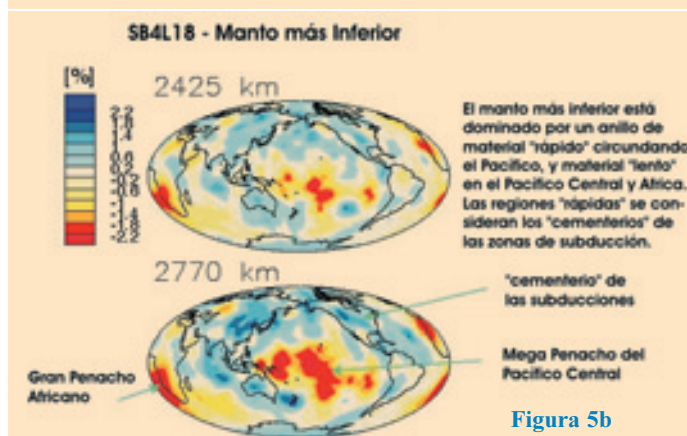


Figura 5b

Figura 5. Caracterización global de las velocidades hasta el núcleo terrestre, según el modelo SB4L18 de la institución californiana de Scripps. Las Figs. 5a, 5b, muestran respectivamente las imágenes del manto superior, intermedio e inferior (modificado de Masters et al., 2000).

structure” in: S. Karato, A.M. Forte, R.C. Liebermann, G. Masters and L. Stixrude (Eds.) “Earth Deep Interior”, AGU Monograph 117, AGU, Washington D.C.

- [2] Mooney, W.D., Laske, G. and Masters, T.G. (1998). “CRUST 5.1: A global crustal model at 5°x5°”. Journal of Geophysical Research, 103, B1, p.727-747.
- [3] Van der Hilst, R.D. and McDonough, W.R. (Eds.) “Structure, composition and evolution of continents” Developments in Geotectonics 24 (Elsevier Sc. Publishers, Amsterdam, The Netherlands), pp. 342, 1999.
- [4] Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J. and Díaz, J. (2003). “Seismic evidence of crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (North Iberia). Journal of Geophysical Research, 108, 4, doi:10.1029/2001/JB001667.

Josep Gallart

está en el Dpto. de Geofísica, Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera” - CSIC. Barcelona