

Estructura elàstica y anelàstica de la cuenca del mar Mediterràneo

Interpretaci3n de velocidades de grupo y coeficientes de atenuaci3n del modo fundamental de las ondas de Rayleigh

Memoria de Tesis Doctoral
Maria Dolors Mart3nez Santaf3

Directores: Dr. Josep A. Canas
Dr. Xavier Lana
Dr. Jos3 I. Badal

Departament d'Enginyeria del Terreny, Minera i Cartogràfica
Universitat Politècnica de Catalunya

6.4 Tomografía elástica de la cuenca mediterránea

Nuestro estudio de la estructura elástica de la cuenca del mar Mediterráneo va a completarse con la realización de una tomografía de la región. Para ello, se han invertido cerca de 450 curvas de dispersión locales, correspondientes a otros tantos puntos de la cuenca mediterránea, definidos sobre una malla de 1° de longitud por 1° de latitud. Los valores locales de la velocidad de grupo, en cada punto y para cada periodo, han sido calculados siguiendo la formulación de Yanovskaya. Recordemos, asimismo, que el tamaño de la malla ha sido elegido de acuerdo con el concepto de poder de resolución proporcionado por esta metodología.

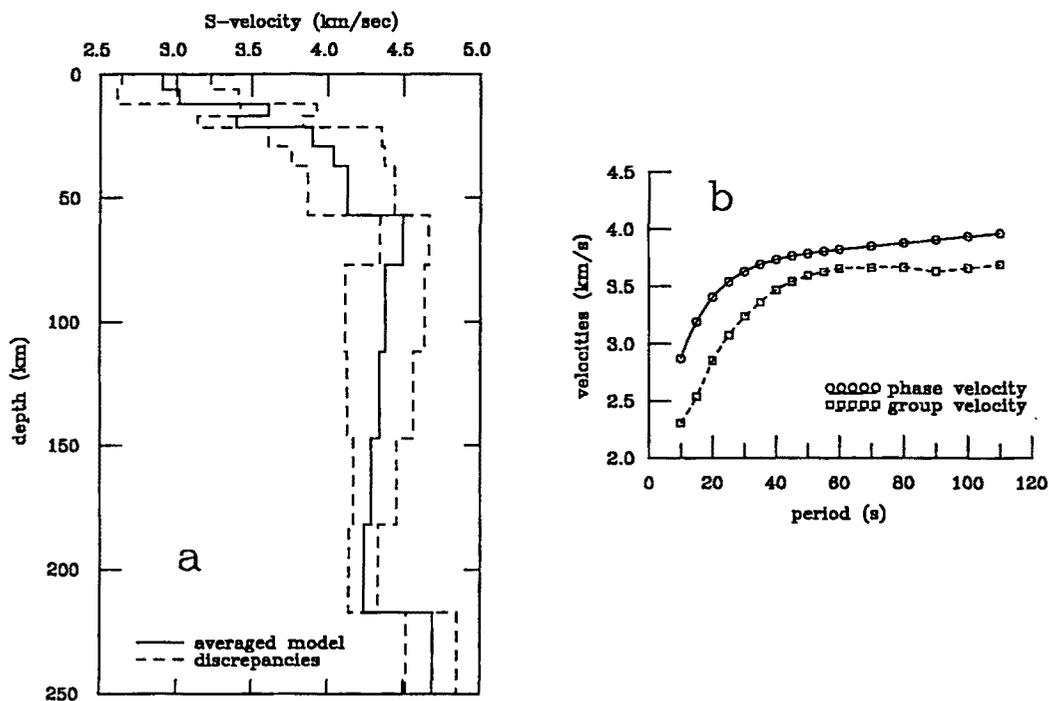


Fig. 6.23 (a) Modelo de velocidad de cizalla promediado para toda la cuenca mediterránea y diferencias máximas en las velocidades; (b) curvas de dispersión teóricas de las velocidades de grupo y de fase

Una primera visión global de la estructura elástica, a escala de toda la cuenca mediterránea, nos la ofrece el modelo de velocidad de cizalla promediado para toda la región, construido a partir de los resultados de la tomografía. Este modelo se muestra en la figura 6.23a (línea continua), junto con las máximas discrepancias en las

velocidades de cizalla de cada capa (línea discontinua). En la figura 6.23b, se representan las curvas de dispersión teóricas de las velocidades de grupo y de fase, calculadas para el modelo elástico promediado. Como era razonable esperar, a la luz de los mapas de velocidad de grupo local, las mayores heterogeneidades laterales, por lo que se refiere a las velocidades de cizalla, se observan en las primeras capas del modelo, hasta unos 60 km de profundidad. El límite superior de la astenosfera se encontraría, por término medio, a unos 75 km de profundidad, aunque las discrepancias significativas en las velocidades de sus dos primeras capas podrían ser indicativas de un inicio más profundo de la astenosfera en algunas zonas, lo cual, de hecho, ya había sido apuntado por los modelos elásticos regionales. En cualquier caso, el análisis detallado de los resultados de la tomografía deberá permitirnos confirmar o no este extremo. El límite inferior de la astenosfera se situaría a unos 225 km de profundidad, aunque, tal vez, este resultado debería ser contemplado con cautela, hasta haber realizado un estudio de la resolución a estas profundidades. Merece ser resaltada la concordancia, en líneas generales, de nuestro modelo medio con el obtenido por ROCAMORA (1992), a partir de velocidades de grupo de las ondas Rayleigh medidas para trayectos que atraviesan el Mediterráneo en dirección E-W. El modelo elástico medio, representativo de toda la cuenca mediterránea, constituirá, con toda probabilidad, un elemento de partida útil para futuros estudios referidos a este área geográfica. En particular, en este mismo trabajo, se hará uso de él posteriormente en el estudio de la estructura anelástica de la cuenca del mar Mediterráneo.

Los resultados de la tomografía elástica de la cuenca mediterránea, realizada a partir de la inversión de las curvas de dispersión locales asociadas a cada punto del dominio, van a ser mostrados con la ayuda de distintos tipos de representación. Comenzaremos por analizar las variaciones laterales de la velocidad de cizalla a distintas profundidades de referencia. Para ello, hemos representado, en primer lugar, y mediante curvas de nivel, la distribución espacial de las discrepancias en los valores de β , respecto de la velocidad media correspondiente a cada una de las profundidades consideradas (Figs. 6.24–6.30). Como modelo inicial de la inversión, se ha tomado, al igual que para la obtención de las estructuras elásticas regionales, el modelo PREM (DZIEWONSKY and ANDERSON, 1981). Los mapas de isolíneas han sido elaborados mediante el método de *kriging*.

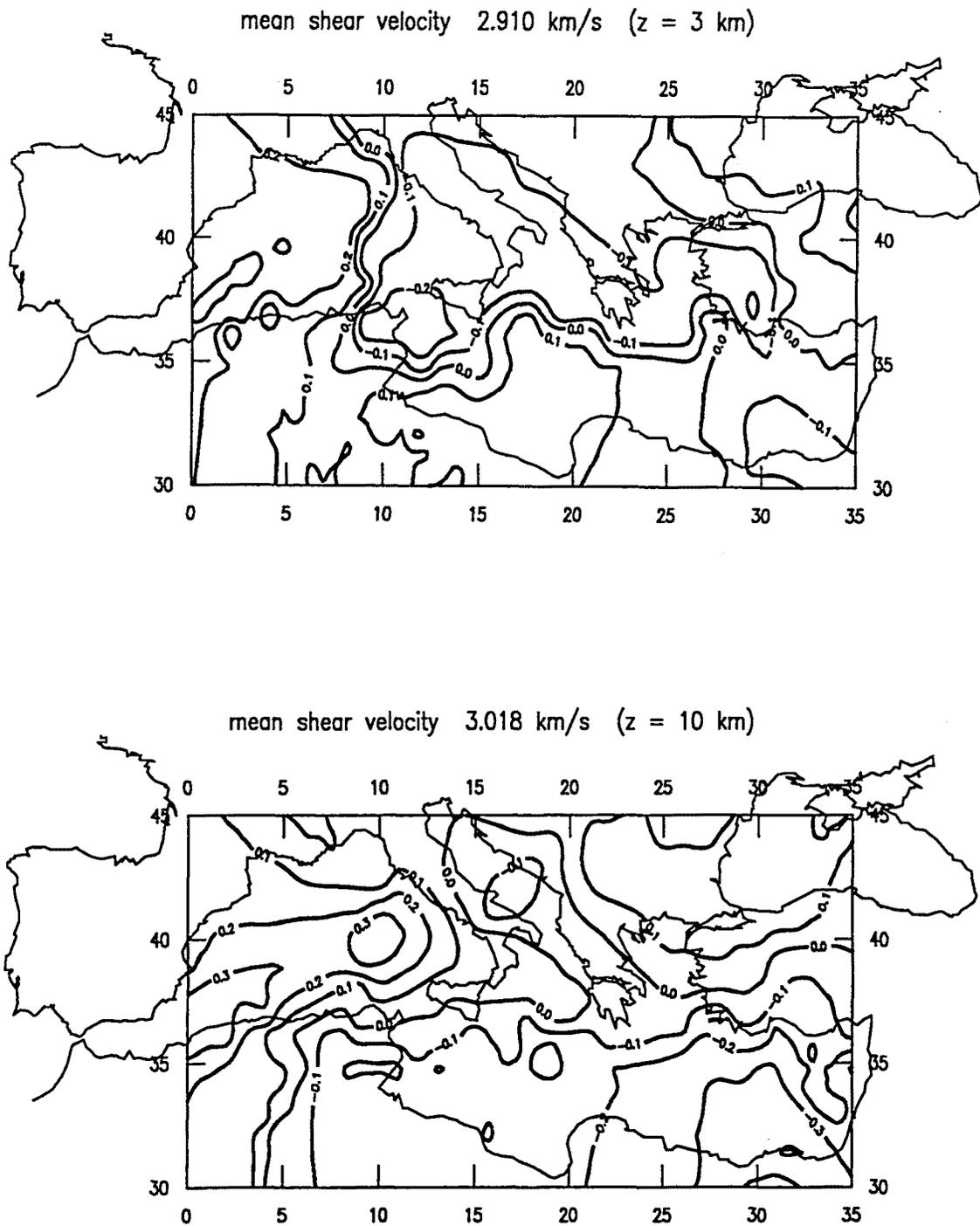


Fig. 6.24 Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, a profundidades de 3 y 10 km, respectivamente

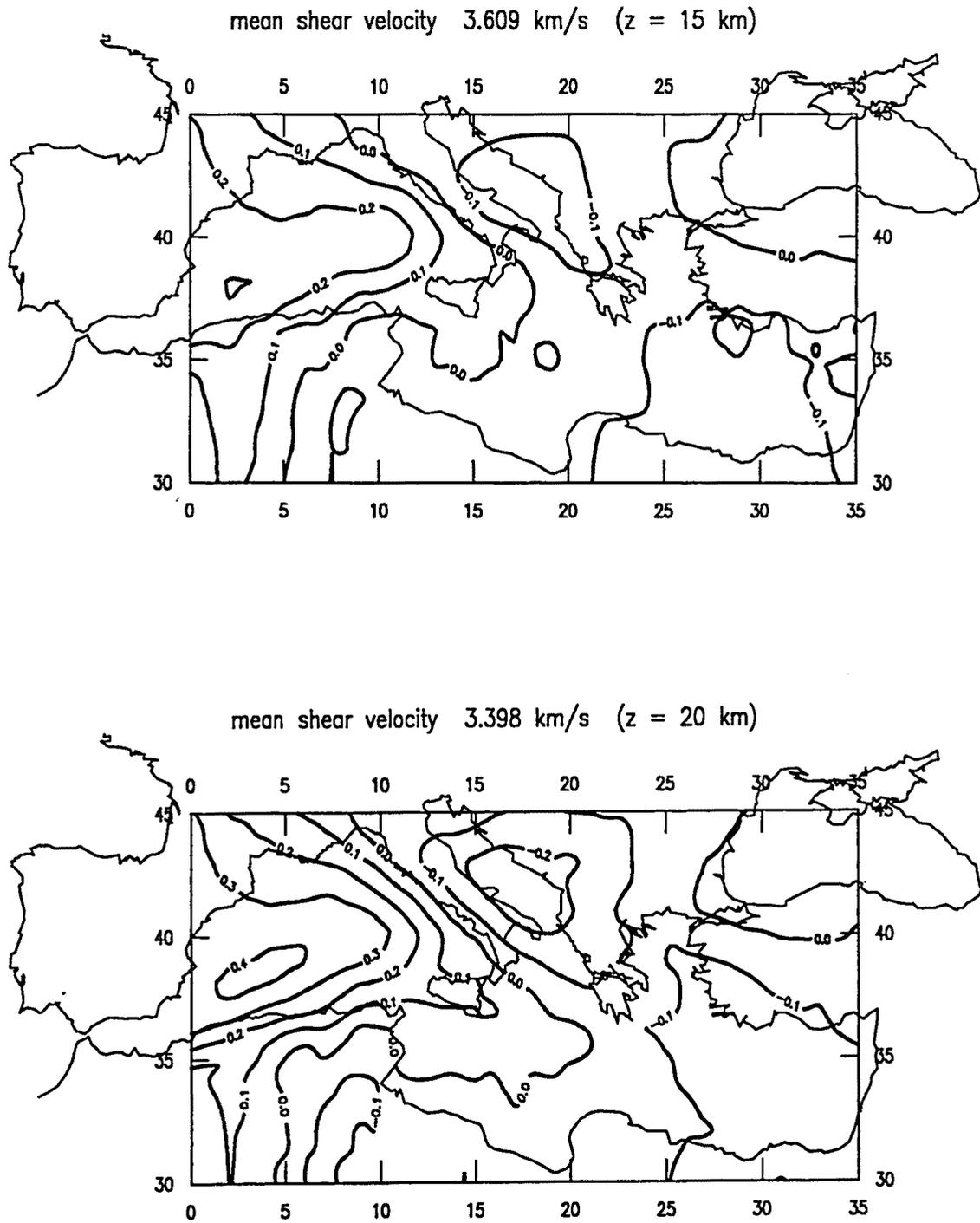


Fig. 6.25 Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, a profundidades de 15 y 20 km, respectivamente

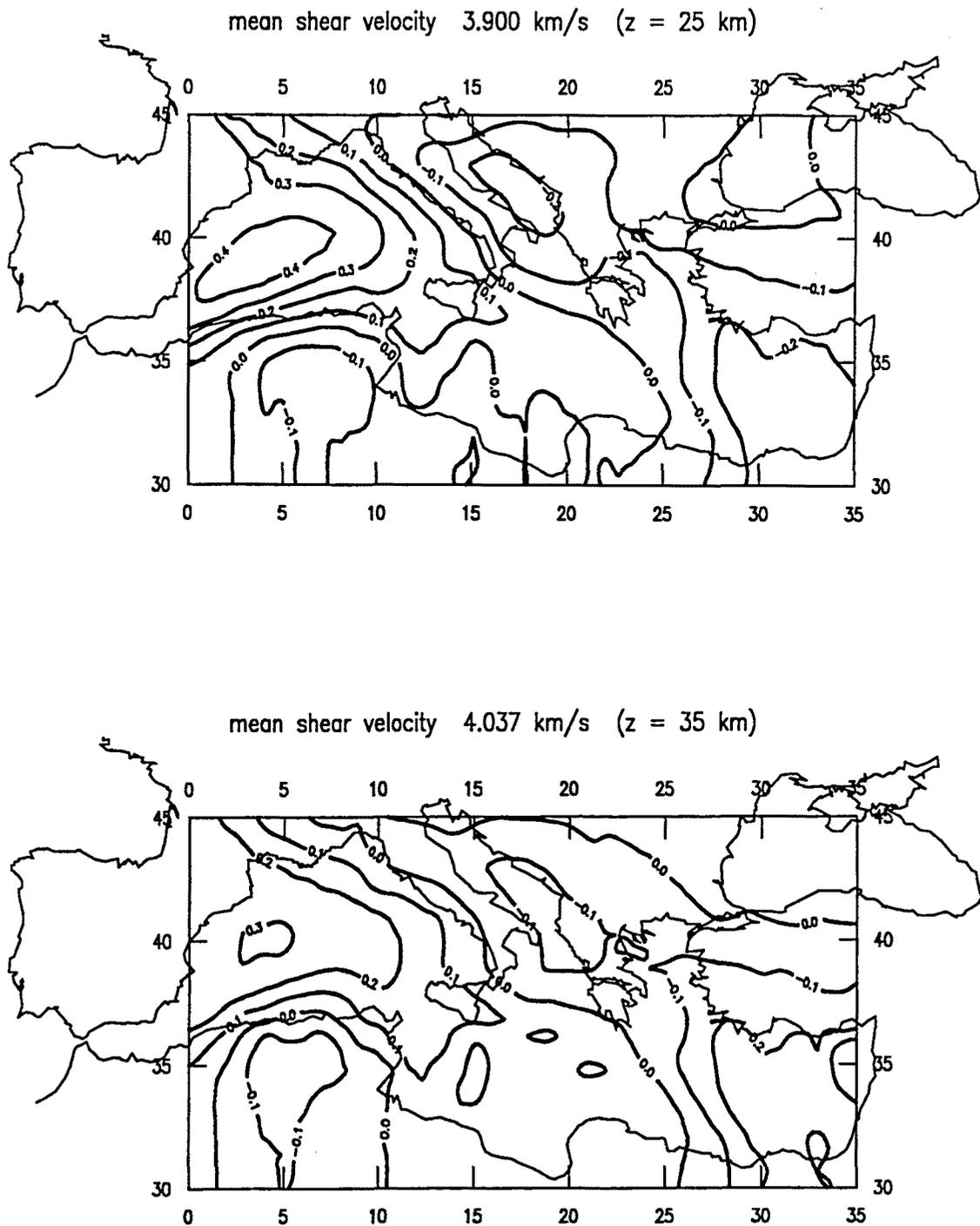


Fig. 6.26 Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, a profundidades de 25 y 35 km, respectivamente

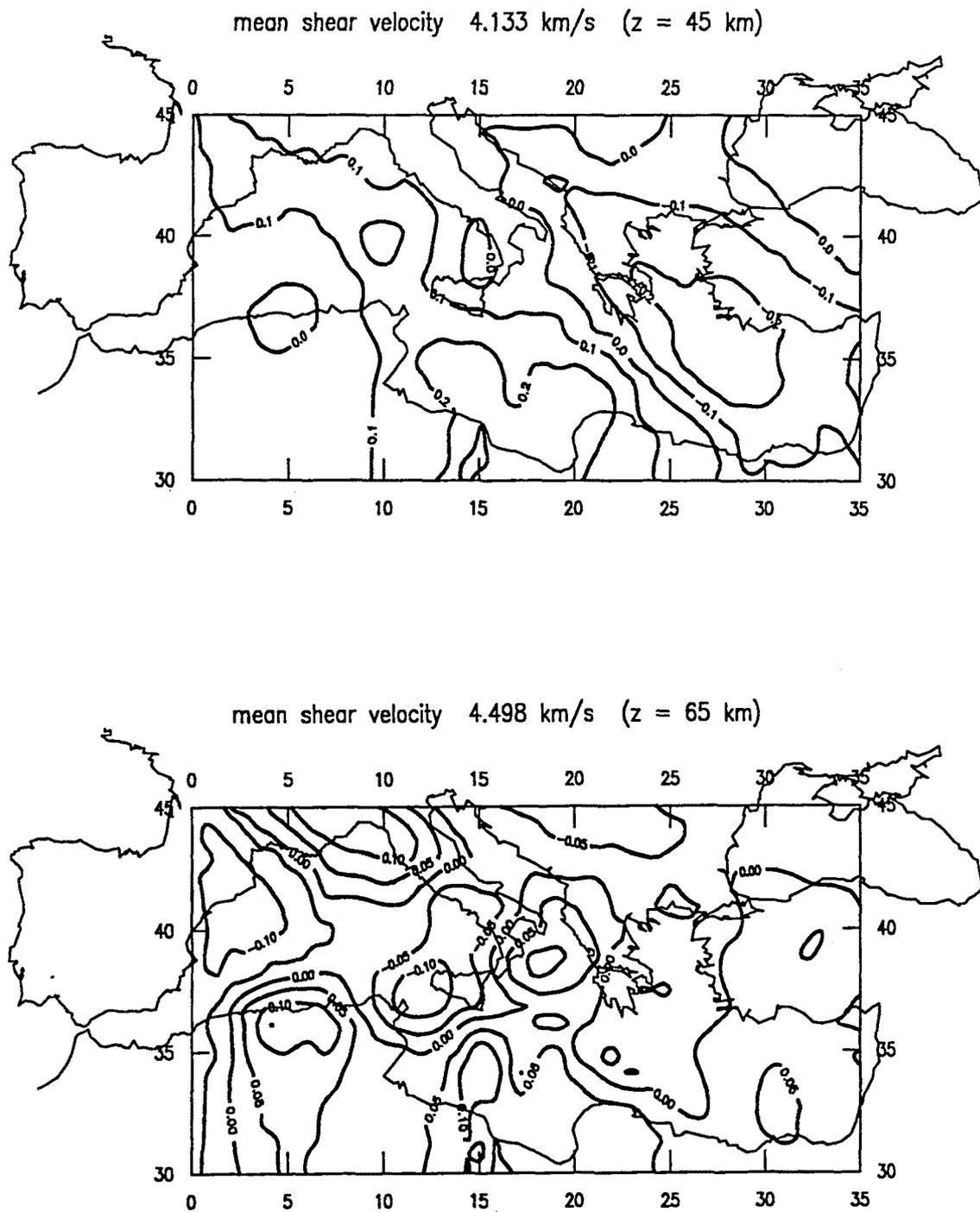


Fig. 6.27 Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, a profundidades de 45 y 65 km, respectivamente

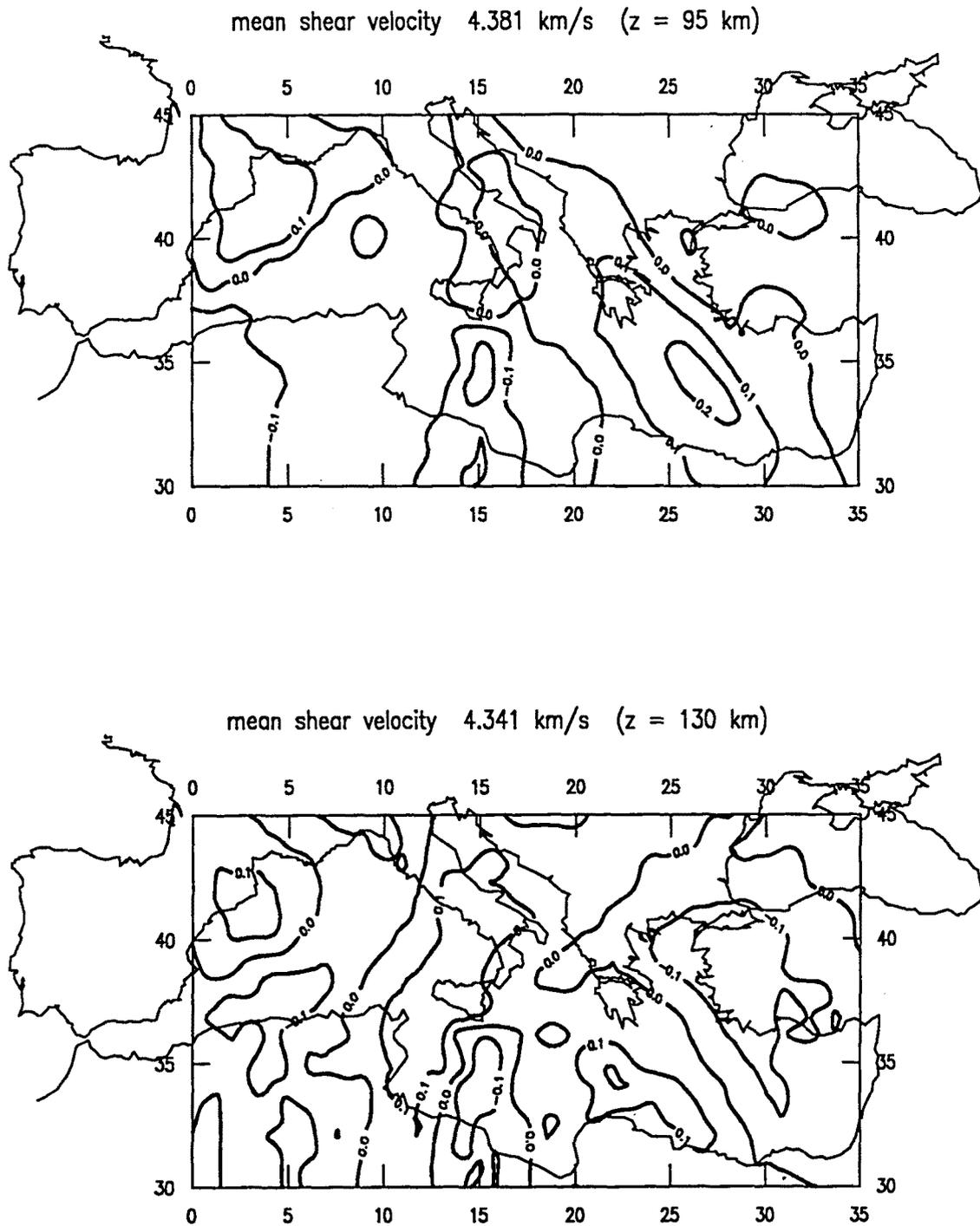


Fig. 6.28 Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, a profundidades de 95 y 130 km, respectivamente

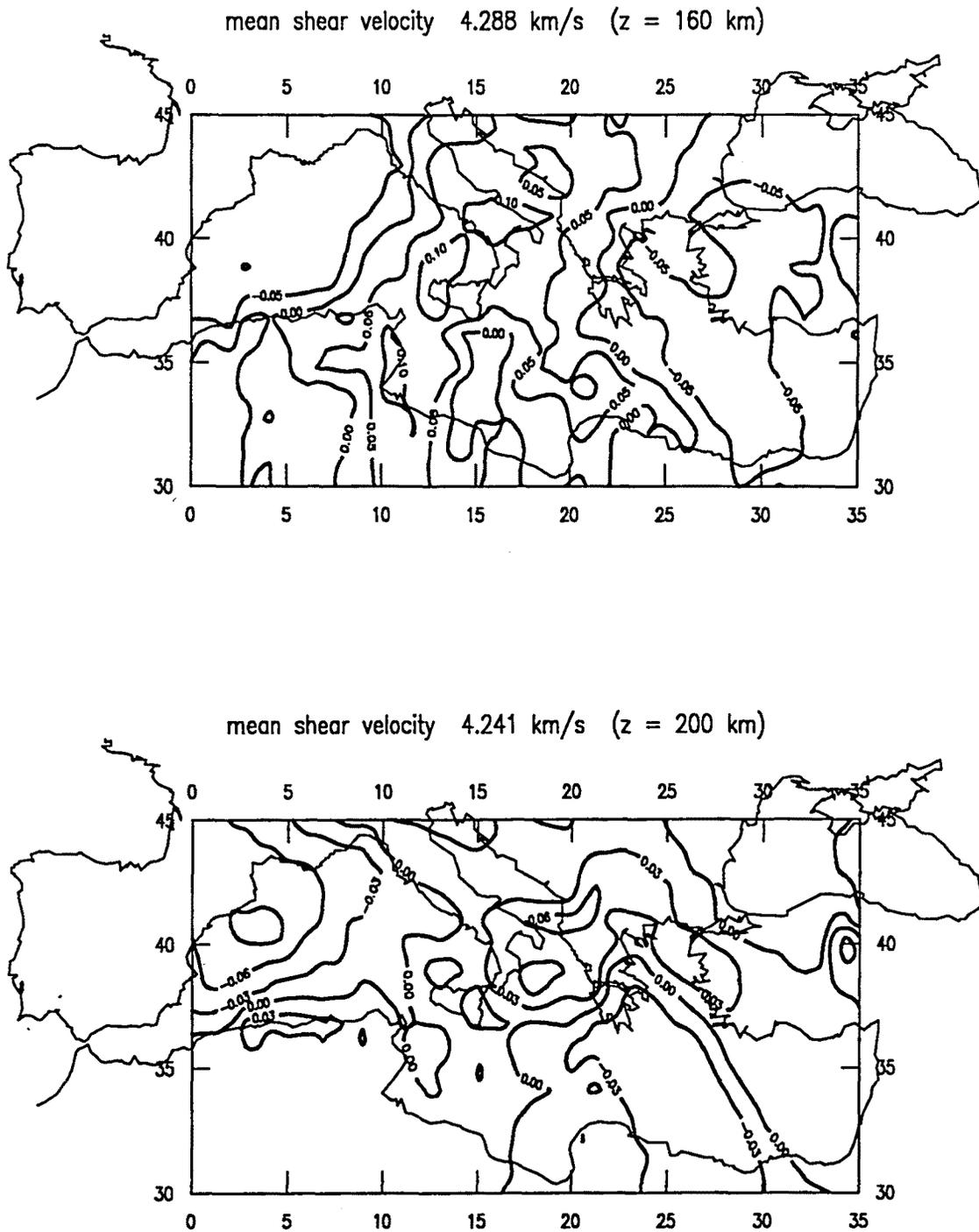


Fig. 6.29 Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, a profundidades de 160 y 200 km, respectivamente

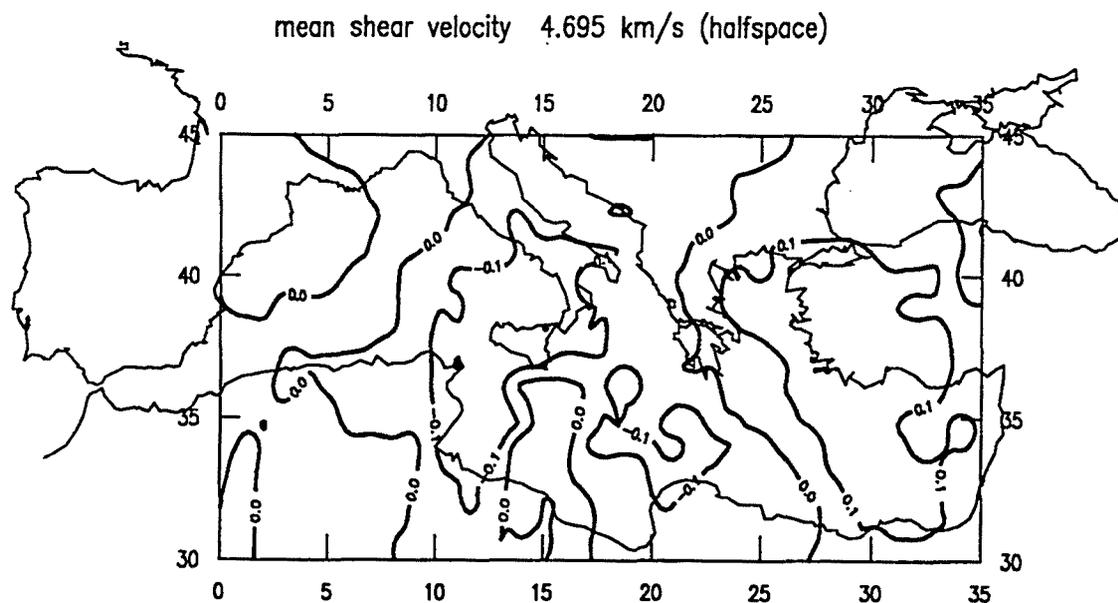


Fig. 6.30 Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, en el medio semiinfinito

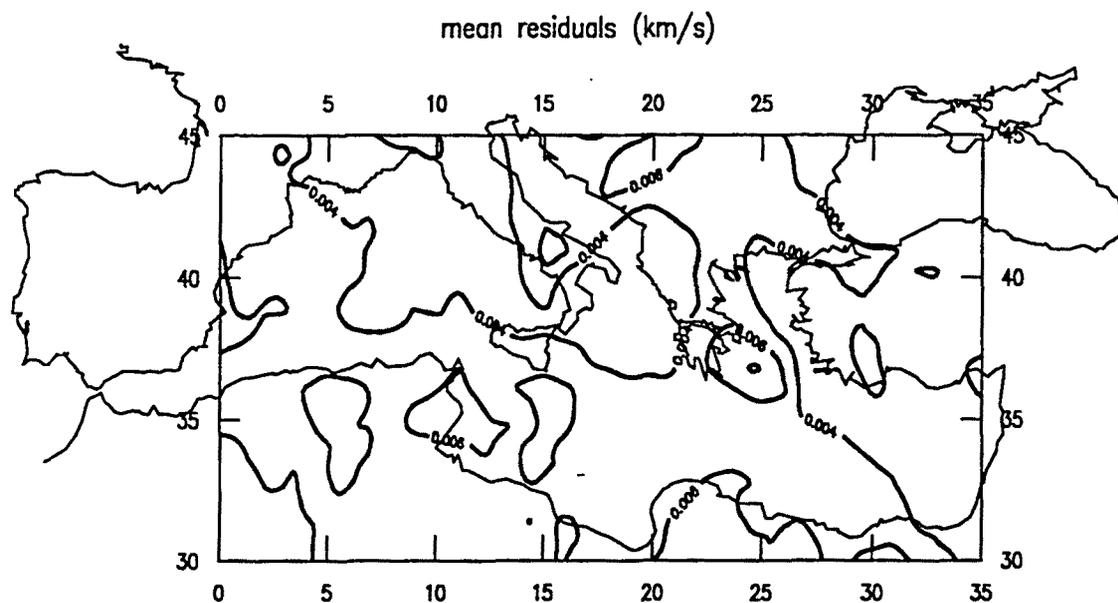


Fig. 6.31 Distribución espacial de las discrepancias medias entre las curvas de dispersión locales y las curvas teóricas calculadas para los modelos deducidos por inversión

Del análisis de los resultados de la tomografía elástica de la cuenca mediterránea aparece, como primera característica relevante, la existencia de notables diferencias en las estructuras deducidas para los sectores occidental y oriental del Mediterráneo. En general, las velocidades de las ondas de cizalla en el Mediterráneo occidental son sensiblemente superiores a las de la parte oriental hasta una profundidad de unos 60 km, como puede observarse en las figuras 6.24–6.27. Estas diferencias son especialmente significativas en los primeros 35 km (Figs. 6.24–6.26). A partir de unos 65 km de profundidad (Fig. 6.27), la tendencia anteriormente apuntada comienza a invertirse, aunque conviene resaltar que los cambios laterales de velocidad, a estas profundidades, se ven notablemente suavizados respecto de niveles superiores.

Estas diferencias entre el Mediterráneo occidental y el oriental fueron ya resaltadas por PAYO (1967, 1969), en sus estudios de la estructura cortical de la cuenca mediterránea. A grandes rasgos, PAYO (1969) obtiene una corteza más delgada en la parte occidental de la cuenca que en su parte oriental, donde se aprecia, además, un mayor espesor de las capas sedimentarias, lo cual daría cuenta de las menores velocidades observadas. También CALCAGNILE *et al.* (1982) hallaban espesores notables de la corteza en algunas áreas, como Grecia, el sur del mar Egeo, el mar Jónico o el sur de Italia. De manera más reciente, CALCAGNILE and PANZA (1990) corroboran y amplían estos resultados, deduciendo, en la zona entre Italia y la península Ibérica, una corteza significativamente más delgada que en el resto de la cuenca mediterránea. Los trazos generales que nuestros resultados permiten esbozar, en relación a estos primeros kilómetros, parecen, pues, estar en consonancia con lo que estudios anteriores, basados también en las propiedades dispersivas de las ondas superficiales, habían apuntado.

Un análisis detallado de los mapas de las figuras 6.24–6.27 permite observar que, en los primeros 60 km, las mayores anomalías positivas de la velocidad se circunscriben al área entre las penínsulas Italiana e Ibérica, lo cual estaría de acuerdo con los resultados de GOBARENKO *et al.* (1990), que obtienen anomalías positivas en esta zona, a una profundidad de 50 km. Por otra parte, las mayores anomalías negativas de la velocidad aparecen, ya desde los primeros kilómetros, en el Mediterráneo oriental, y son manifiestas hasta una profundidad de unos 60 km. La zona de bajas velocidades de cizalla tiende a adquirir una orientación predominante SE–NW, extendiéndose desde las

costas de Egipto hacia el oeste de Turquía, sur de Bulgaria, Grecia, Albania, la antigua Yugoslavia, el mar Adriático y parte de Italia. En las áreas y a las profundidades en que es posible establecer una comparación, estos resultados son consistentes con los obtenidos por ALESSANDRINI *et al.* (1997) y DRAKATOS *et al.* (1997), a partir de la inversión de los residuos en los tiempos de propagación de las ondas *P*. Estos autores detectan anomalías negativas de la velocidad de las ondas compresionales, claramente diferenciadas, que se extienden, en dirección SE-NW, desde Creta hacia Grecia y el mar Adriático. CHRISTOVA and NIKOLOVA (1993) obtienen anomalías negativas, a 50 km de profundidad, en el mar Egeo. La distribución de las anomalías en la velocidad de las ondas *P*, deducida por SPAKMAN (1991), en los rangos de profundidades 0-33 km y 33-66 km, refleja características esencialmente similares a las observadas por nosotros. En el mismo sentido parecerían apuntar los resultados de PLOMEROVÁ (1997), aunque, por referirse éstos a una gruesa capa entre 33 y 118 km de profundidad, la comparación se hace difícil. Las anomalías negativas halladas en la península Italiana, en su totalidad o en parte, según la profundidad, y que llegarían, quizás, hasta unos 70 km, están, asimismo, de acuerdo con lo deducido por SPAKMAN (1991), ALESSANDRINI *et al.* (1997) y CIMINI and DE GORI (1997), así como por PLOMEROVÁ (1997), aunque, de nuevo, en este último caso, y por el mismo motivo que antes, conviene tomar con cierta reserva la aparente coincidencia.

En relación con la posición de la astenosfera, del análisis detallado de los modelos elásticos deducidos para cada punto del dominio se infiere que su límite superior se situaría, para la mayor parte de la cuenca mediterránea, alrededor de los 75-80 km de profundidad. Sin embargo, las relevantes anomalías positivas detectadas entre las costas de Egipto y Grecia a 95 km de profundidad (Fig. 6.28) indicarían que la astenosfera todavía no se habría iniciado bajo esta zona. Su límite superior se situaría hacia unos 110 km, de acuerdo con lo que apuntaba el modelo elástico obtenido para la región 1. Análogo significado tendrían las anomalías positivas halladas en el sector noroeste de la cuenca mediterránea, enfrente de las costas catalanas y francesas. Posteriormente, intentaremos investigar con más detalle los límites de la astenosfera, con la ayuda de la elaboración de unos perfiles verticales. No olvidemos, además, que el análisis de los modelos que obtengamos para la estructura anelástica nos ha de permitir contrastar los resultados deducidos a este respecto.

Por el momento, señalemos que la inversión en el signo de las anomalías de la velocidad en el Mediterráneo oriental, entre Egipto y Grecia, a estas profundidades, es observada, asimismo, por SPAKMAN (1991), ALESSANDRINI *et al.* (1997), CHRISTOVA and NIKOLOVA (1993) y PLOMEROVÁ (1997). Por otra parte, las anomalías levemente negativas que se observan en buena parte del Mediterráneo occidental, para profundidades entre 75 y 200 km (Figs. 6.28 y 6.29), son consistentes con los resultados de la tomografía del manto superior realizada por SPAKMAN (1991), a partir de los residuos en los tiempos de propagación de las ondas *P*. Las heterogeneidades laterales en el Mediterráneo, deducidas por SNIEDER (1988*b*) para una gruesa capa entre 100 y 200 km de profundidad, mediante la inversión de la forma de las ondas superficiales, parecen reflejar también, en líneas generales, las características por nosotros observadas. Finalmente, los valores de la velocidad a 200 km de profundidad (Fig. 6.29), por otra parte, sin cambios significativos de una a otra zona, indicarían que nos hallamos aún en la zona de bajas velocidades asociada a la astenosfera, por lo que su límite inferior se situaría, seguramente, algo más profundo.

Analizando, ahora, a la luz de los resultados de la tomografía, la regionalización objetiva de la cuenca mediterránea, merece ser resaltado que nuestra clasificación automática parece haber discriminado correctamente las importantes heterogeneidades laterales que se dan, especialmente, en los primeros 60 km. Podemos darnos cuenta de ello realizando un análisis pormenorizado de los distintos modelos regionales, aunque bastaría, seguramente, con recordar que, en este rango de profundidades, las mayores anomalías positivas de la velocidad de cizalla se han detectado en el Mediterráneo occidental, básicamente entre las islas de Córcega y Cerdeña y la península Ibérica, en un área coincidente con la región 6; mientras que las zonas de mayores anomalías negativas de la velocidad de cizalla, en el Mediterráneo oriental, se corresponderían con la región 1, seguida por las regiones 2 y 5. Por otra parte, y por lo que se refiere a la posición del límite superior de la astenosfera, se apunta también una concordancia entre el mayor espesor de la litosfera deducido para la región 1 y lo que parecen sugerir los resultados de la tomografía elástica en esta zona del Mediterráneo oriental. En cualquier caso, y como hemos señalado anteriormente, éste y otros extremos van a poder ser contrastados con la ayuda de la elaboración de unos perfiles verticales, y también gracias al estudio de la estructura anelástica.

La figura 6.31, que muestra la distribución de las discrepancias medias entre las curvas de dispersión locales y las curvas de dispersión teóricas calculadas para los modelos de cizalla deducidos por inversión, da cuenta de la bondad del ajuste obtenido. Observemos que los residuos medios tan solo superan ligeramente los 0.006 km s^{-1} en unas áreas muy reducidas al SE de Grecia y en la antigua Yugoslavia.

Las figuras 6.32 y 6.33 nos ofrecen una imagen complementaria de las variaciones laterales de la velocidad de cizalla, a distintas profundidades, en la cuenca del mar Mediterráneo. En estas figuras se han representado, mediante una interpolación por *kriging* y con ayuda del color, no las discrepancias, sino las propias velocidades de cizalla. Observemos, en los primeros 45 km, los notables cambios laterales de la velocidad que, seguramente, el uso del color pone aún más de manifiesto. Bajas velocidades de cizalla caracterizan, básicamente, el Mediterráneo oriental, las áreas de Grecia e Italia, el Egeo y el Adriático, así como el golfo de Sirte, entre 10 y 25 km de profundidad. Por otra parte, las mayores velocidades de cizalla se dan, en general, en la zona entre las penínsulas Italiana e Ibérica y, especialmente, entre ésta última y las islas de Córcega y Cerdeña. En las áreas próximas a las costas de Túnez y Libia, comienzan a observarse, a 35 km de profundidad, altas velocidades que se hacen más patentes a 45 y 65 km. En este último nivel, son destacables también las altas velocidades en el mar Jónico y en la zona de Córcega y Cerdeña. Como ya se ha comentado anteriormente, al hilo de los resultados de la regionalización, va a resultar del mayor interés investigar, a partir del estudio de la estructura anelástica, si las características atenuativas guardan una correlación, en este rango de profundidades, con la distribución de velocidades obtenida, esto es, si las zonas de bajas velocidades están asociadas, básicamente, a atenuaciones más elevadas, y *viceversa*.

Por lo que se refiere al inicio de la astenosfera, el hecho de que, en general, las velocidades a 95 km de profundidad sean menores que a 65 km indicaría que nos encontramos ya en la zona de bajas velocidades asociada a la astenosfera. Ahora bien, los mayores valores de la velocidad detectados entre las costas de Egipto y Grecia, entre las Baleares y las costas españolas, así como en el golfo de León, darían cuenta, seguramente, de un inicio más profundo de la astenosfera en estas áreas. Merecen ser destacados, asimismo, los núcleos de velocidad más elevada que se observan, a una

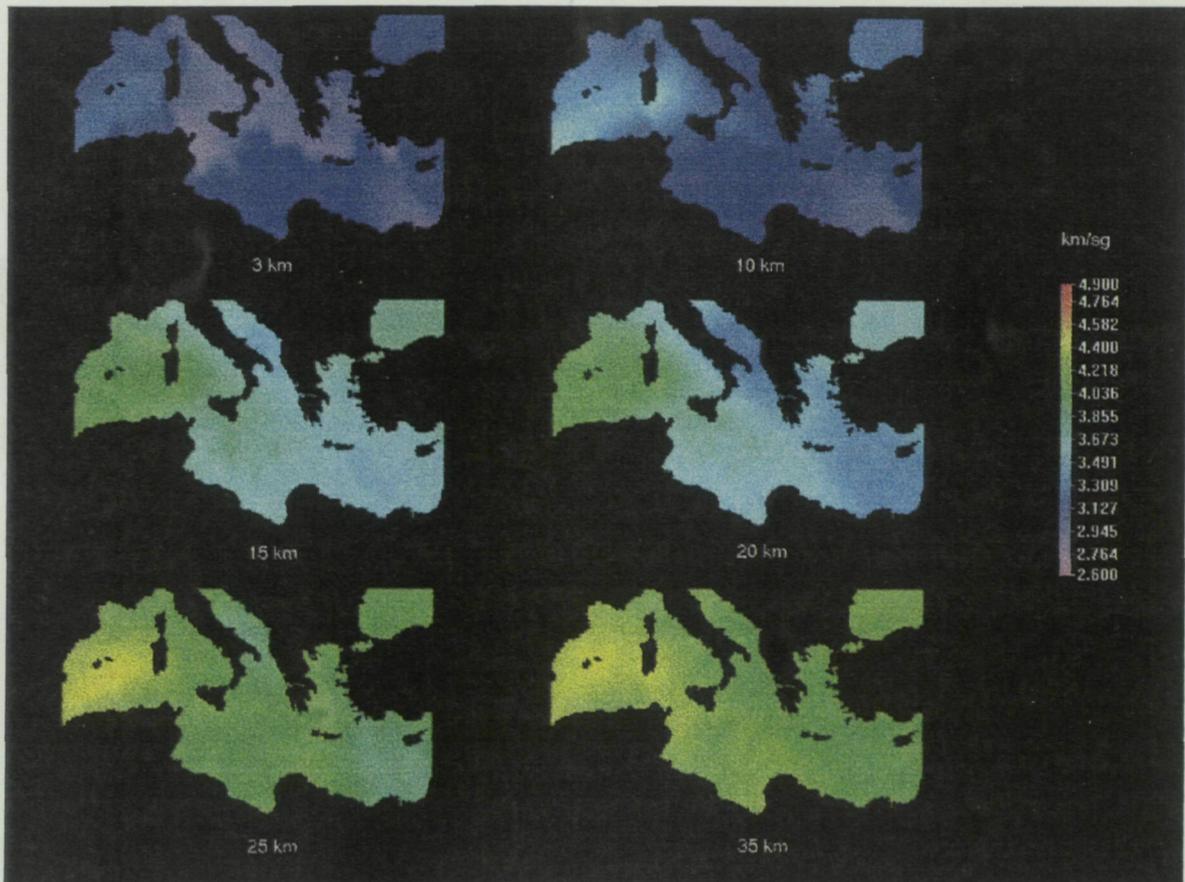


Fig. 6.32 . Distribución espacial de las velocidades de cizalla en la cuenca del mar Mediterráneo, a profundidades de 3, 10, 15, 20, 25 y 35 km

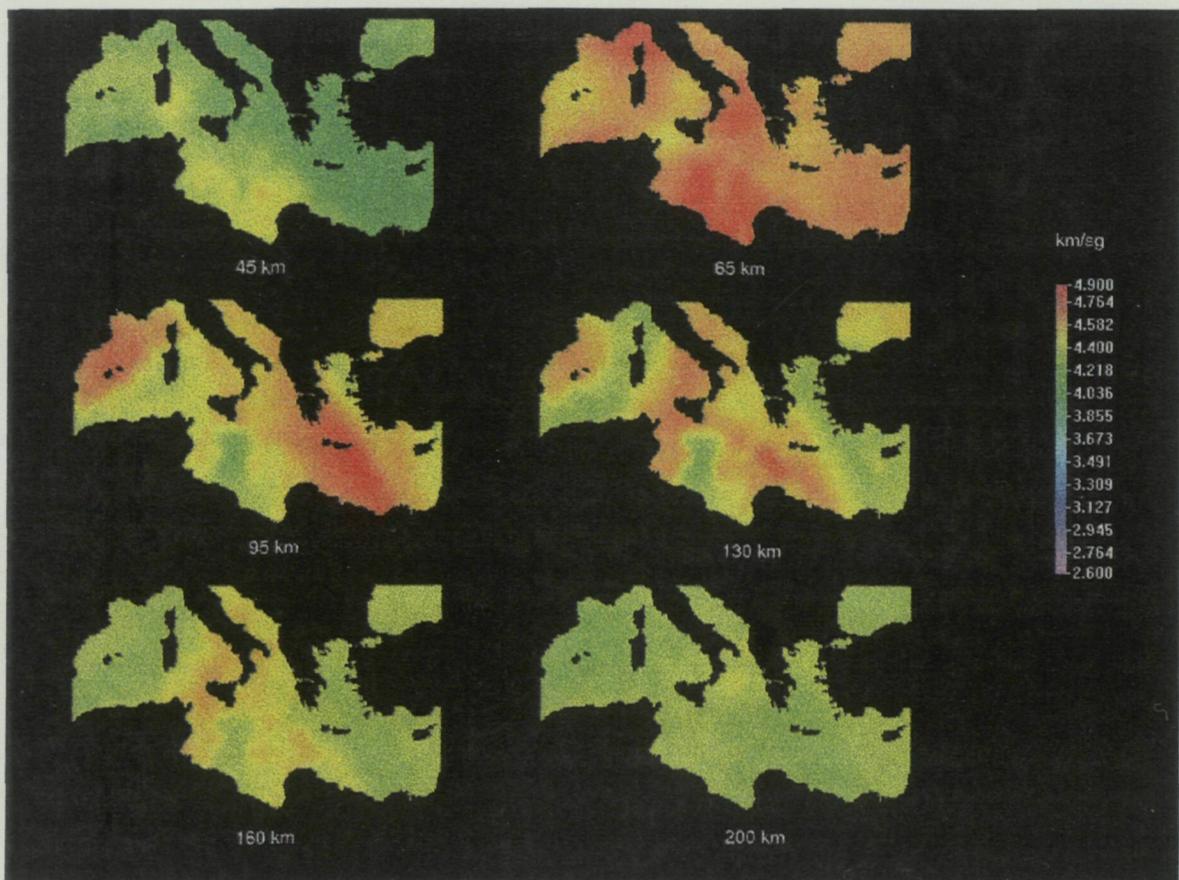


Fig. 6.33 Distribución espacial de las velocidades de cizalla en la cuenca del mar Mediterráneo, a profundidades de 45, 65, 95, 130, 160 y 200 km

profundidad de 130 km, desde Túnez, a través de Sicilia y el sur de Italia hacia el Adriático, y también en el Mediterráneo oriental, desde las costas africanas hacia el sur de Grecia, y que sugerirían la intrusión de material de mayor velocidad a niveles, en principio, asociados a la astenosfera.

A continuación, vamos a mostrar los resultados de la tomografía elástica mediante una serie de perfiles verticales realizados a latitud o a longitud constantes (Figs. 6.34–6.40). Este tipo de representación nos va a ayudar a apreciar con mayor claridad algunos aspectos de interés que acabamos de observar como, por ejemplo, las significativas variaciones en la estructura de la astenosfera de unas a otras zonas de la cuenca mediterránea. Observaremos que algunos perfiles son de menor longitud que otros. Recordemos que hubo puntos del dominio para los cuales no fue posible definir una curva de dispersión local.

Los perfiles construidos a latitudes de 33°N (Fig. 6.34), 35°N (Fig. 6.35) y 37°N (Fig. 6.36) muestran que, efectivamente, las velocidades de cizalla son sensiblemente inferiores en el Mediterráneo oriental, entre unos 20–25°E y 35°E de longitud, desde los niveles más superficiales, donde se apunta un mayor espesor de las capas sedimentarias, hasta unos 50–60 km de profundidad. Ello corresponde a nuestra bien conocida zona de bajas velocidades, que se extendía desde las costas de Egipto hacia el oeste de Turquía y Grecia. Más al norte, a 39°N (Fig. 6.37) y 41°N (Fig. 6.38), este área de bajas velocidades se amplía más hacia el oeste, hasta unos 10–15°E, abarcando parte de la península Italiana, el Adriático y Albania. La zona de bajas velocidades adquiere, pues, tal y como había sido ya observado, una orientación predominante SE–NW. A título de ejemplo, veamos cómo, en el perfil elaborado a 39°N (Fig. 6.37), las isolíneas de la velocidad, especialmente las de 4.0 y 4.2 km s⁻¹, profundizan en el Mediterráneo oriental mucho más de lo que lo hacen en la parte occidental. Notemos, asimismo, que en el sector occidental la velocidad en el nivel más superficial es del orden de 3.2 km s⁻¹, mientras que, al este, es tan sólo de 2.8 km s⁻¹. A 43°N (Fig. 6.39), las diferencias en las velocidades de cizalla, de este a oeste, son ya menos significativas. Tan solo una cierta inflexión de las isolíneas, hacia los 15–20°E, da cuenta de velocidades algo inferiores en el área de la antigua Yugoslavia, tal vez, hasta unos 40 km de profundidad.

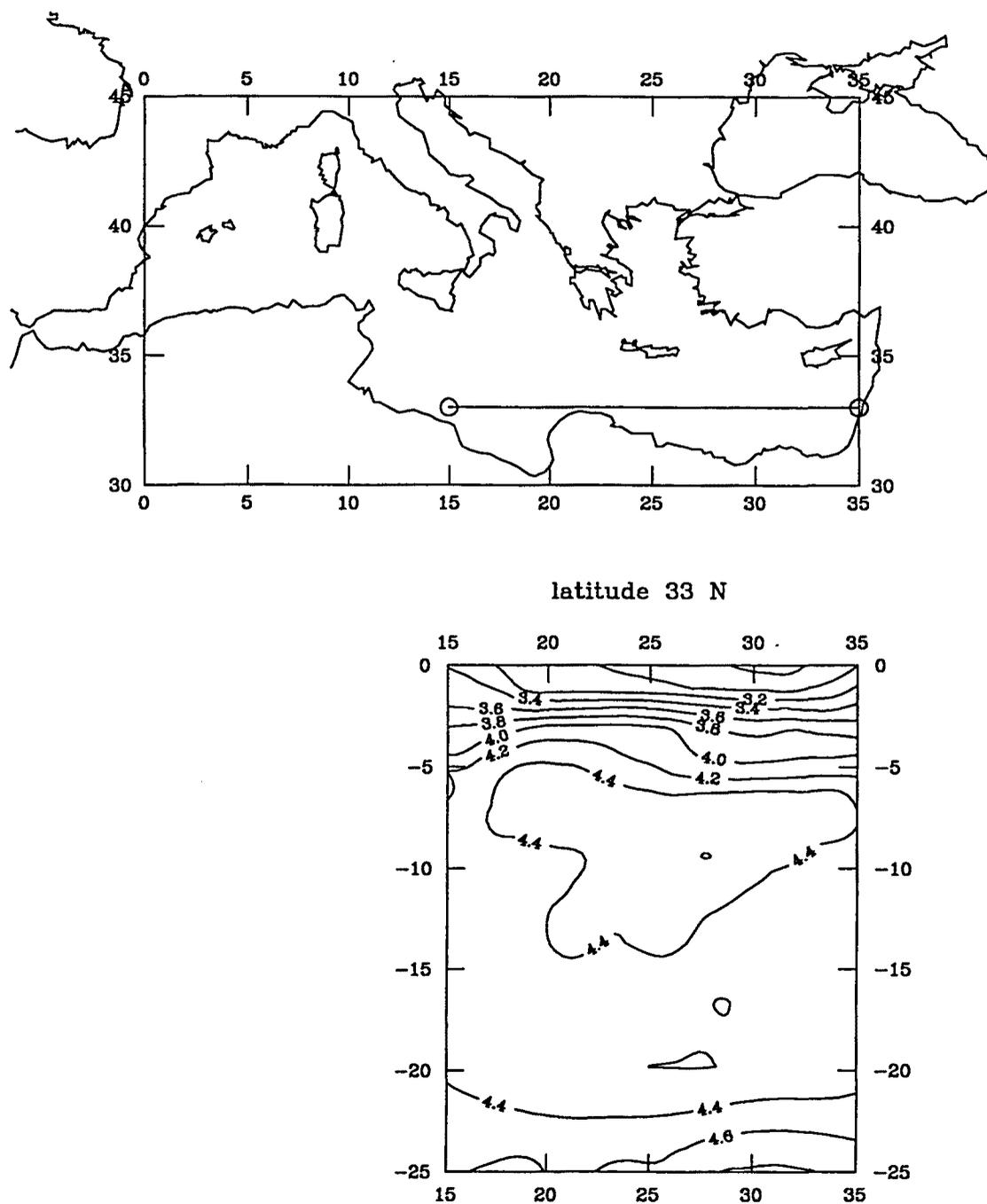


Fig. 6.34 Velocidades de cizalla (km/s) en el perfil vertical a 33°N que se muestra en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)

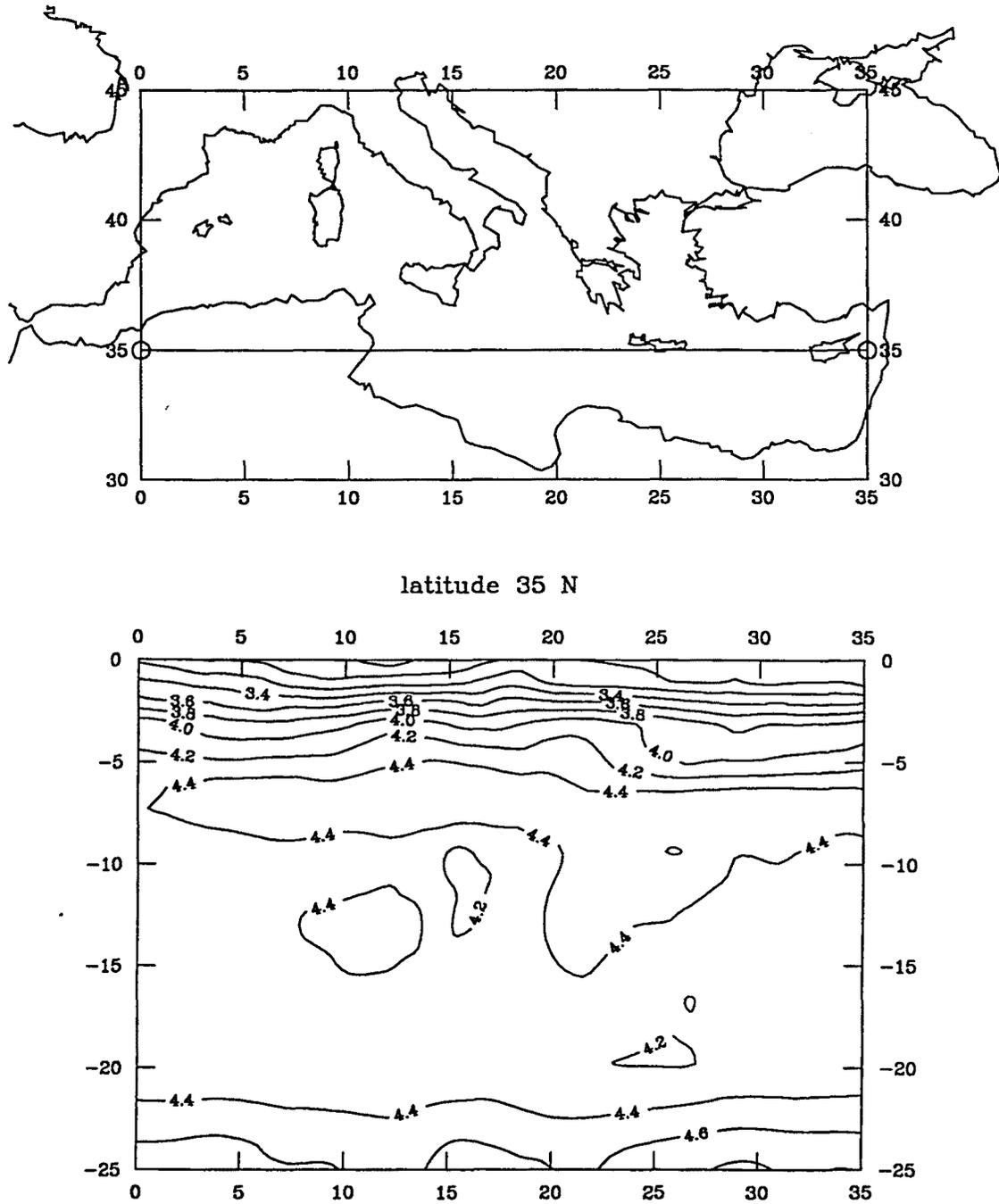


Fig. 6.35 Velocidades de cizalla (km/s) en el perfil vertical a 35°N que se muestra en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)

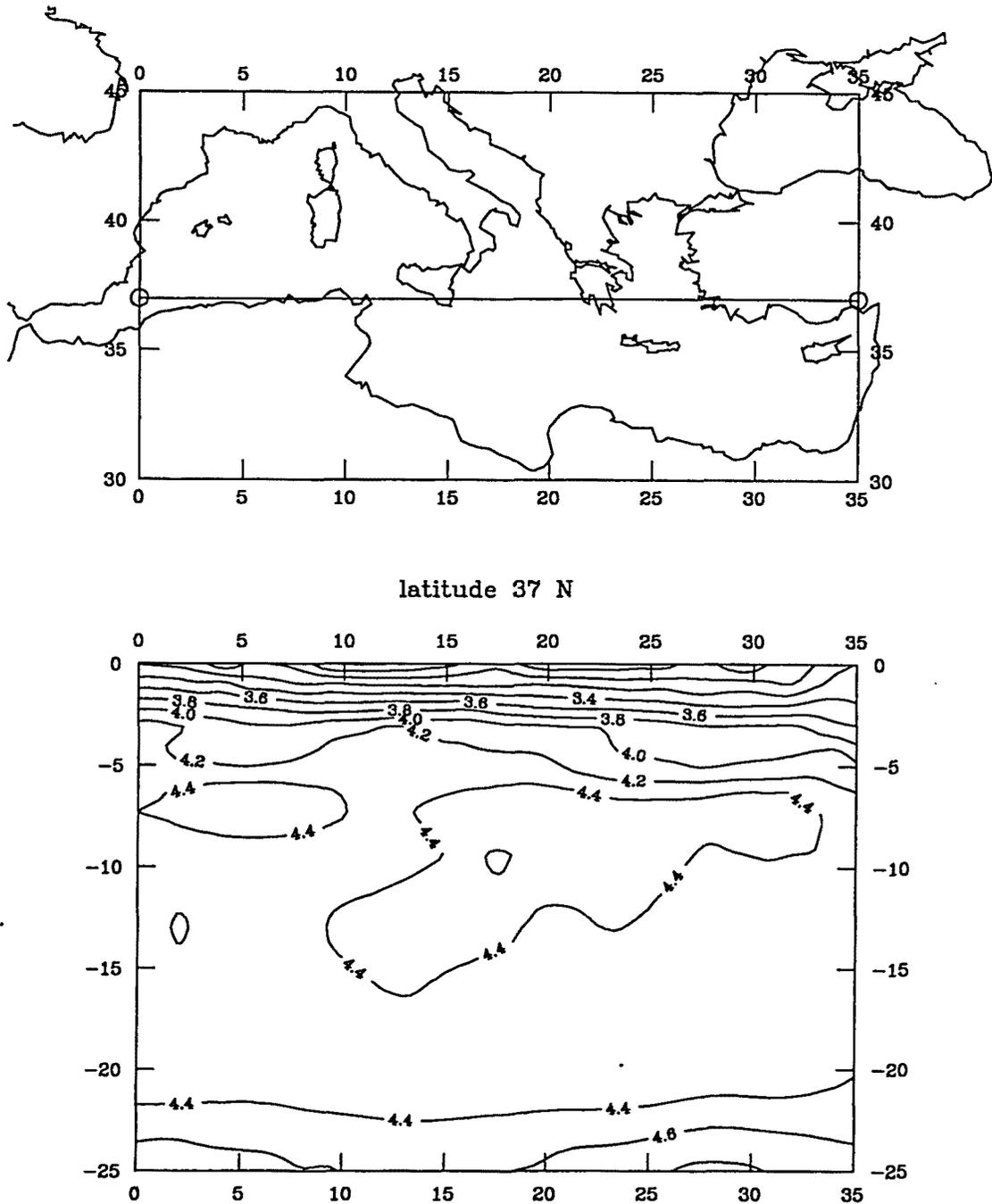


Fig. 6.36 Velocidades de cizalla (km/s) en el perfil vertical a 37°N que se muestra en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)

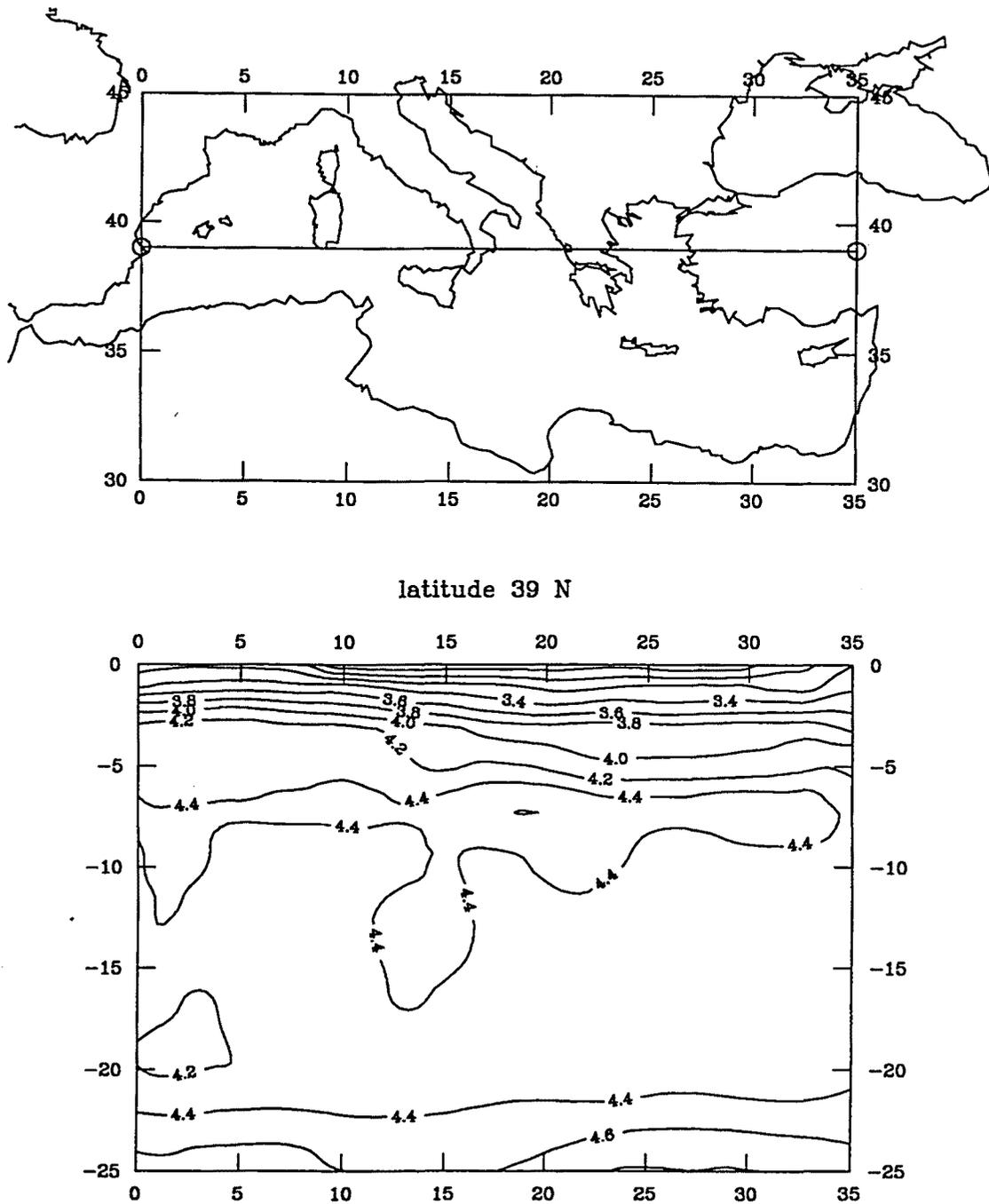


Fig. 6.37 Velocidades de cizalla (km/s) en el perfil vertical a 39°N que se muestra en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)

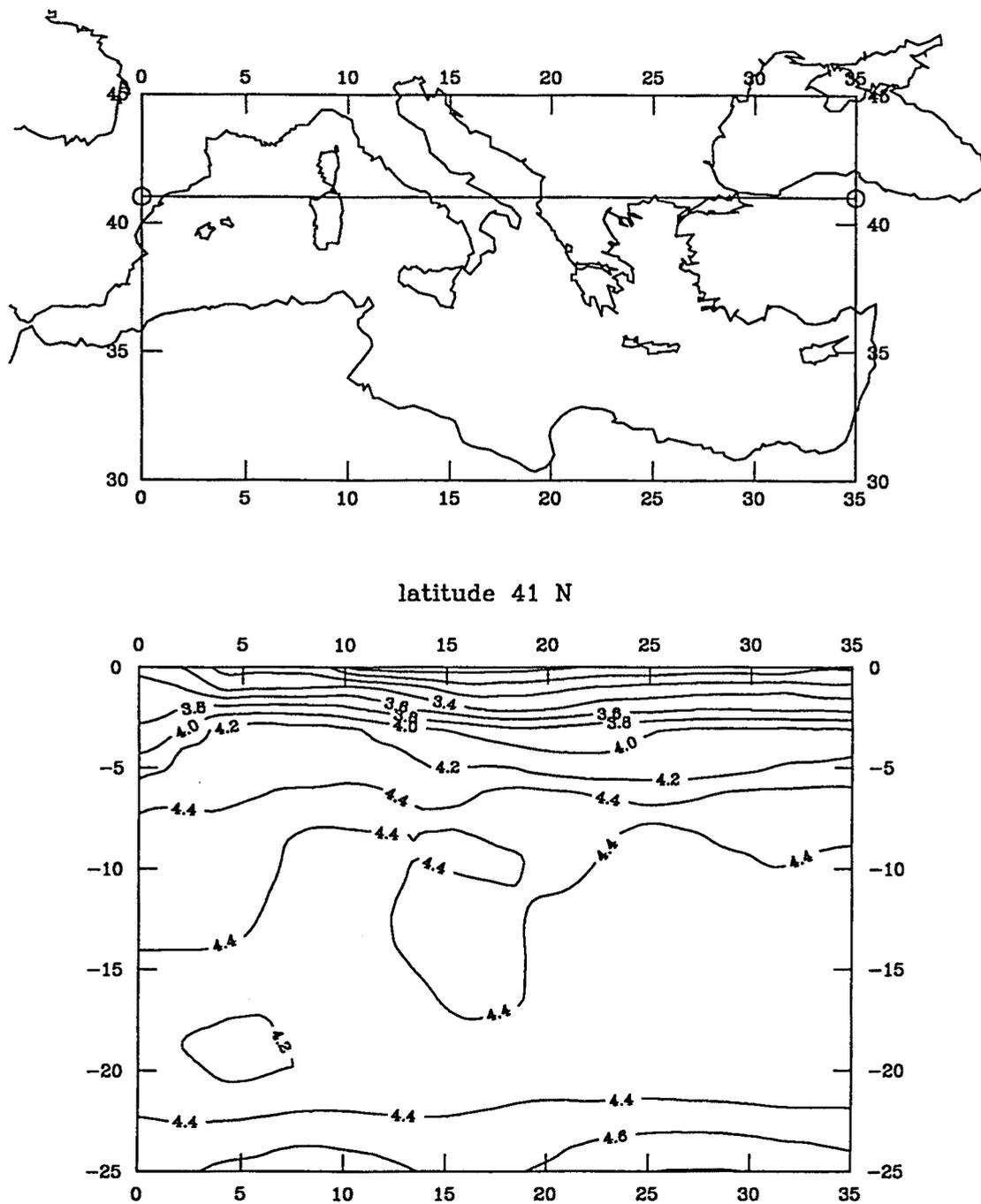


Fig. 6.38 Velocidades de cizalla (km/s) en el perfil vertical a 41°N que se muestra en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)

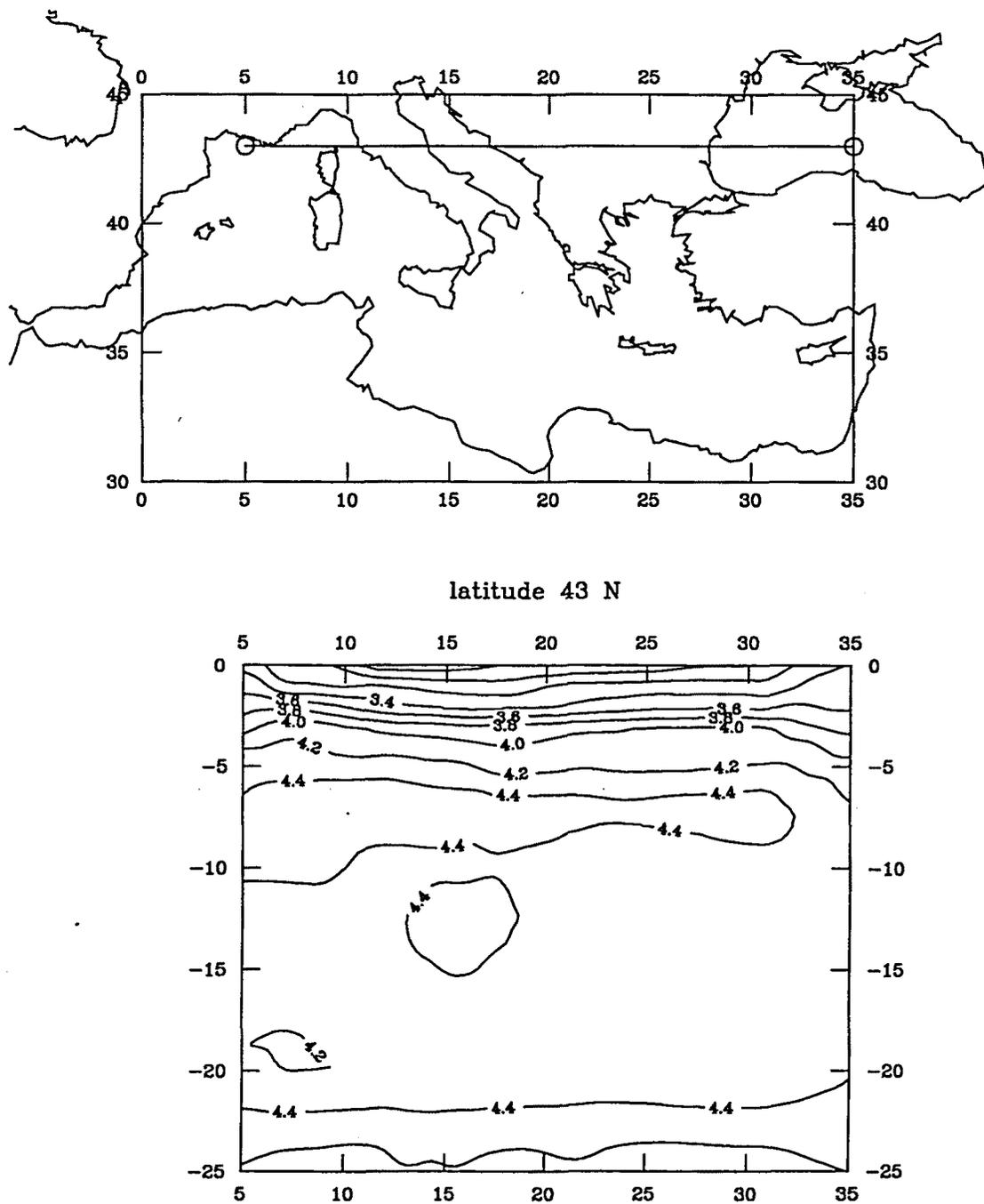


Fig. 6.39 Velocidades de cizalla (km/s) en el perfil vertical a 43°N que se muestra en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)

Tal y como habíamos inferido del análisis de la distribución espacial de la velocidad de cizalla a distintas profundidades de referencia, las heterogeneidades laterales más significativas se circunscriben a estos primeros 50–60 km. No obstante, y de acuerdo con lo que también habíamos ya observado, los perfiles verticales sugieren la existencia de diferencias relevantes en la posición del límite superior de la astenosfera, de unas a otras zonas de la cuenca del mar Mediterráneo.

Ubicar con total exactitud los límites de la astenosfera, a la vista de las figuras, no es sencillo, pero sí es posible intuir que la astenosfera se extendería, aproximadamente, entre las dos isolíneas de 4.4 km s^{-1} , la superior y la inferior, puesto que éstas limitan un rango de profundidades en el cual las velocidades son menores que este valor. En este sentido, seguir el trazado de estas curvas de nivel haría posible, cuando menos, discernir las posibles heterogeneidades en la posición de los límites de la astenosfera de unas a otras áreas. Comencemos por observar que no parecen apreciarse diferencias significativas en la posición del límite inferior de la astenosfera, que podría hallarse alrededor de los 220 km de profundidad en la mayor parte de la cuenca mediterránea, aunque, quizás, la resolución a tales niveles no sea lo suficientemente buena como para afirmar este extremo con total certeza.

Los perfiles elaborados a latitudes de 33°N (Fig. 6.34) y 35°N (Fig. 6.35) sugieren que el límite superior de la astenosfera variaría entre los 100 y 150 km de profundidad, en el Mediterráneo oriental, entre 20°E y 30°E de longitud, en una zona que abarca, en parte, el arco Helénico. Más al oeste, a 35°N (Fig. 6.35), la astenosfera tendría un inicio bastante más superficial, hacia unos 75–80 km. Sin embargo, parece apreciarse, a esta latitud, la presencia de un núcleo de velocidades superiores a 4.4 km s^{-1} , hacia unos 120–150 km de profundidad, alrededor de los 10°E , esto es, bajo el área de Túnez. De hecho, el perfil a 37°N (Fig. 6.36) vuelve a apuntar en este mismo sentido, puesto que la astenosfera, que bajo el norte de Africa se iniciaría hacia unos 75 km de profundidad, aparece como notablemente más profunda, alrededor de los 150 km, en el área entre la costa de Túnez, Sicilia y el mar Jónico. A unos 125 km de profundidad se iniciaría bajo el Peloponeso y parte del Egeo y a unos 100 km bajo Turquía. A una latitud de 39°N (Fig. 6.37), la profundidad del límite superior de la astenosfera es, básicamente, de unos 75 km en la mayor parte del Mediterráneo. Algo más profundo,

hacia unos 100 km, se sitúa entre 20°E y 25°E, en el área de Grecia, y alrededor de los 90 km más al este, bajo Turquía. Merece ser resaltada la presencia, a estas latitudes, de un núcleo de velocidades superiores a 4.4 km s^{-1} , a notable profundidad, al sur de Italia, alrededor de los 15°E de longitud. La continuidad de esta anomalía, hacia el norte, bajo el sur de Italia y la mitad meridional del Adriático, puede ser apreciada en los perfiles realizados a 41°N (Fig. 6.38) y 43°N (Fig. 6.39). Finalmente, señalaremos que, a 39°N (Fig. 6.37), 41°N (Fig. 6.38) y 43°N (Fig. 6.39), se observa una profundización del límite superior de la astenosfera en el extremo más occidental del Mediterráneo, según nos aproximamos a las costas españolas y francesas.

Aunque los valores aproximados que de nuestro estudio pueden inferirse para el espesor de la litosfera puedan, en alguna ocasión, diferir levemente de las estimaciones realizadas por CALCAGNILE *et al.* (1982) y CALCAGNILE and PANZA (1990), lo cierto es que existe un completo acuerdo en los trazos esenciales que nuestros resultados dibujan. Estos autores detectan la litosfera más delgada en las cuencas marítimas del Mediterráneo occidental, esto es, en el mar Tirreno y al oeste de las islas de Córcega y Cerdeña, mientras que las áreas donde obtienen un espesor más notable de la litosfera están en total consonancia con lo que ha sido posible deducir de los resultados de nuestra tomografía.

Observemos que las zonas en las cuales hemos detectado un inicio más profundo de la astenosfera, o bien la presencia de núcleos de material de alta velocidad a niveles profundos, delinean el contacto principal entre las placas Euroasiática y Africana (MCKENZIE, 1972). Ello constituiría, pues, la manifestación de los fenómenos asociados a la convergencia de las dos grandes placas litosféricas: los episodios compresionales iniciados en Túnez, una vez quedó bloqueada la subducción en Sicilia, que fue activa hasta el final del Mioceno (PHILIP *et al.*, 1986); la subducción de la litosfera del mar Jónico bajo el arco de Calabria, de cuya existencia son muestras la presencia de un arco volcánico activo y la sismicidad media y profunda en Calabria (PHILIP, 1987); y, finalmente, la subducción de la litosfera del Mediterráneo oriental bajo el arco Helénico, de la cual son testimonios, nuevamente, el volcanismo y la sismicidad media y profunda, profundidad que aumenta sistemáticamente desde la parte exterior del arco hacia la interior (PAPAZACHOS, 1988).

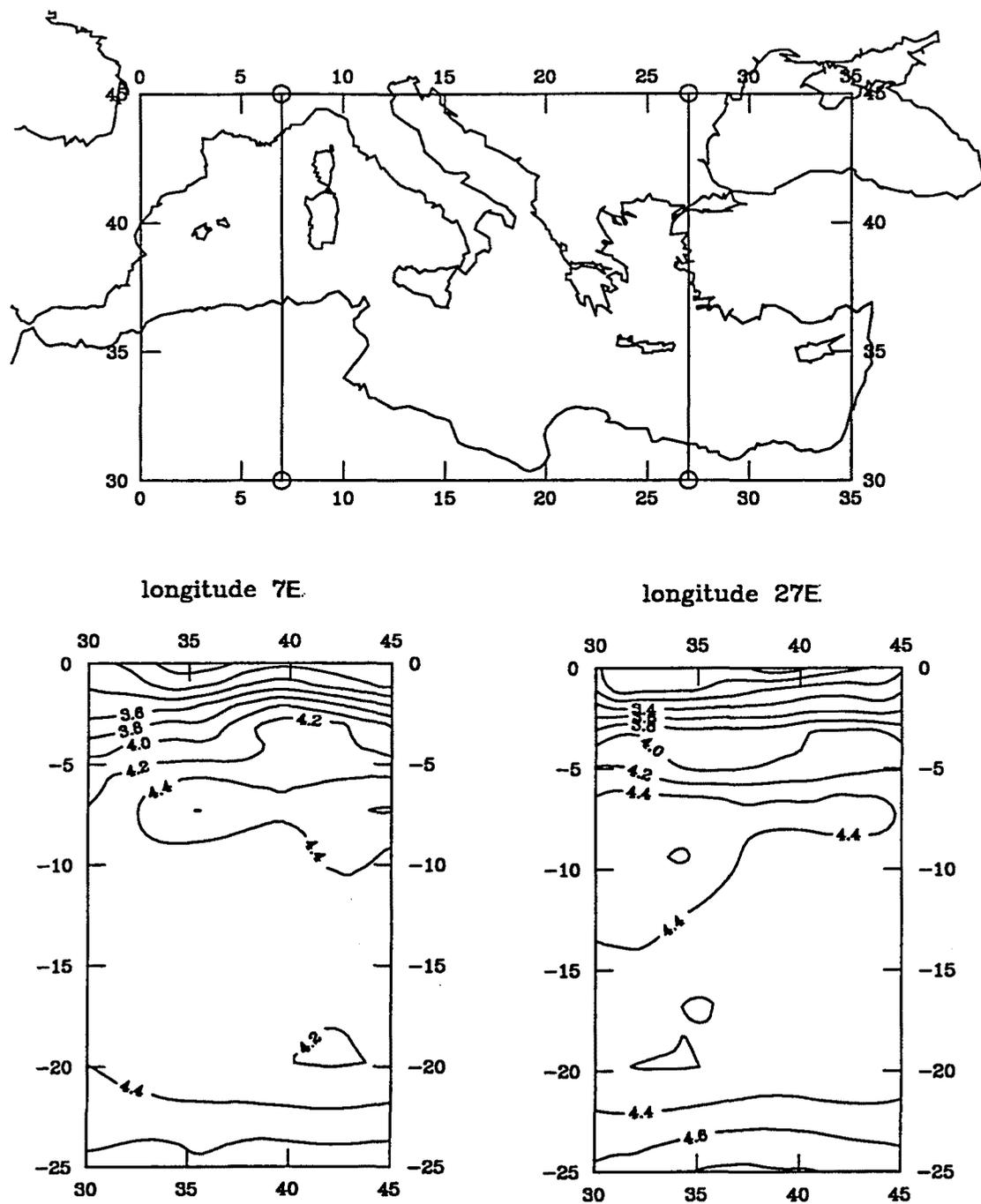


Fig. 6.40 Velocidades de cizalla (km/s) en los perfiles verticales a 7°E y 27°E que se muestran en el mapa. En horizontal se representa la latitud N y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)

A continuación, dos perfiles a longitudes de 7°E y 27°E (Fig. 6.40), que atraviesan, respectivamente, los sectores occidental y oriental del Mediterráneo, nos ayudarán a constatar, una vez más, las diferencias estructurales entre ambas zonas que han sido puestas ya de manifiesto por los diversos tipos de representación que hemos mostrado. Observemos, de nuevo, la mayor profundización de las isolíneas de la velocidad de cizalla en el Mediterráneo oriental, en los primeros 50 km, entre 30 y 40°N , respecto de lo que se aprecia en la parte más occidental, junto con las menores velocidades de cizalla deducidas, en general, en los niveles más superficiales. En relación a la astenosfera, el perfil a 7°E muestra su inicio a unos $75\text{--}80$ km de profundidad y cómo éste profundiza hacia el norte, al acercarnos a las costas francesas. Por otra parte, el perfil a 27°E ilustra el inicio más profundo de la astenosfera bajo el Mediterráneo oriental, y cómo éste va haciéndose más superficial al aproximarnos a Turquía.

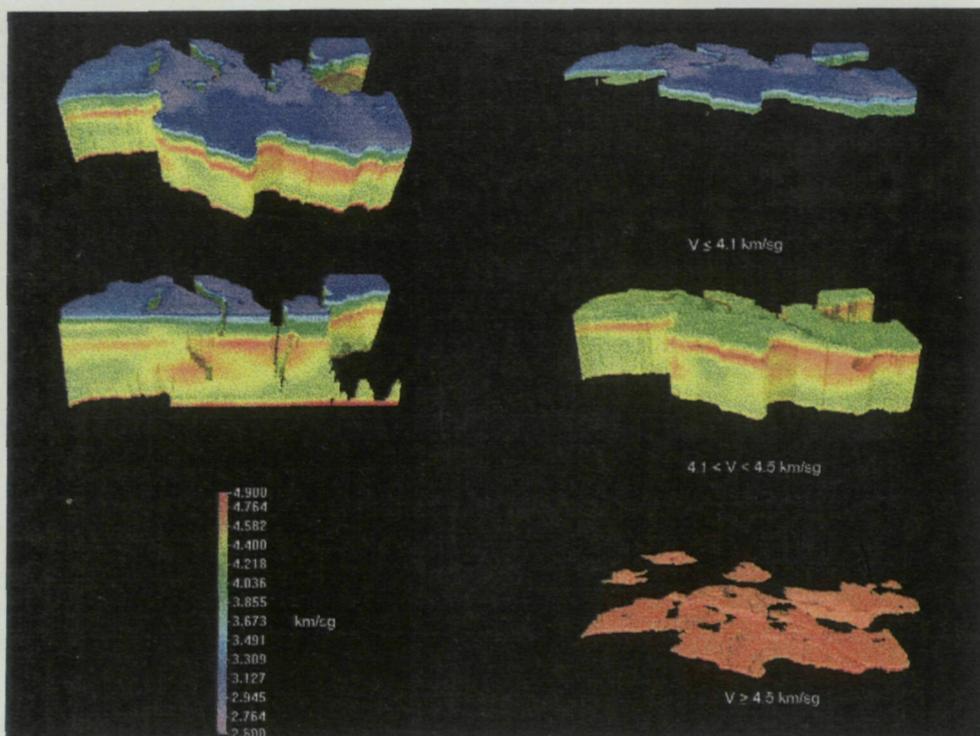


Fig. 6.41 Imagen volumétrica de la estructura elástica de la cuenca mediterránea y sección longitudinal a 39°N (izquierda), cortes realizados para los rangos de velocidad que se indican (derecha).

Concluiremos nuestro análisis de los resultados de la tomografía mostrando una reconstrucción volumétrica de la estructura elástica de la cuenca del mar Mediterráneo (Fig. 6.41), que ha sido elaborada gracias a la metodología desarrollada por SABADELL *et al.* (1997). Esta imagen volumétrica nos va a ayudar, de hecho, a resumir los aspectos que podríamos considerar como más sobresalientes de los resultados de este exhaustivo estudio de la estructura elástica del mar Mediterráneo. Observemos, en primer lugar, las diferencias significativas en las velocidades de cizalla de los niveles superiores, que el corte realizado para velocidades iguales o inferiores a 4.1 km s^{-1} permite discernir con más claridad. Veamos cómo, en general, el espesor de las capas cuyas velocidades se hallan en este intervalo es mayor en la parte más oriental del Mediterráneo. Y por lo que se refiere al límite superior de la astenosfera, en la imagen volumétrica apreciamos su inicio más profundo en el Mediterráneo oriental. En la sección longitudinal realizada a 39°N , vemos la continuidad de esta astenosfera más profunda bajo el área de Grecia, y también la evidencia de la presencia de un núcleo de altas velocidades, a niveles profundos, bajo la zona de Sicilia y Calabria.

Finalmente, tan solo señalar, una vez más, el interés de contrastar, hasta donde sea posible, las principales características deducidas para la estructura elástica de la cuenca del mar Mediterráneo con los resultados que del estudio de su estructura anelástica se desprendan.

6.4.1 Resolución e incertidumbre de las velocidades de cizalla

Con el propósito de facilitar la tarea de analizar la resolución de la estructura elástica deducida, y teniendo presente que cada punto del dominio considerado tiene asociada una matriz de resolución, hemos intentado pensar en un procedimiento que permitiera disponer de una cierta representación espacial de los kernels de resolución, para distintas profundidades de referencia.

En este sentido, para cada punto del dominio y en cada capa del modelo, se ha construido la curva continua representativa del kernel de resolución, y se ha calculado la fracción del área total bajo la curva que se halla entre los límites de profundidad de la capa de que se trate. A modo de ejemplo, la figura 6.42 muestra el kernel asociado

a la velocidad de cizalla deducida para la séptima capa del modelo, en un punto arbitrario de la cuenca mediterránea. La fracción del área total bajo la curva que se halla entre los límites de la séptima capa, indicados por las dos líneas verticales, es, en este caso, del 38%. Parece claro que la resolución de la velocidad de cizalla, en el punto y a la profundidad de que se trate, será tanto mejor cuanto mayor sea la fracción

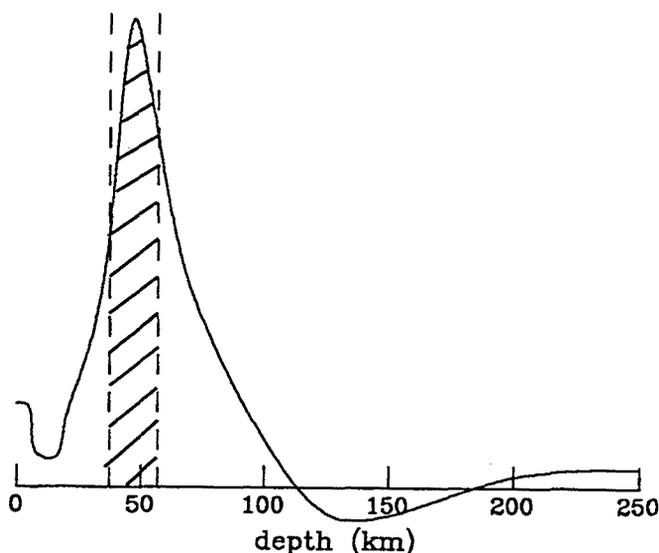


Fig. 6.42 Kernel de resolución asociado a la capa 7 del modelo, para un punto arbitrario del dominio. Las líneas verticales indican los límites de esta capa

del área total asociada a dicha capa. Notemos que un área relativa del 38% corresponde a un kernel de calidad notablemente buena. Pensamos que el área relativa nos ofrece alguna información más que la que nos proporcionaría, simplemente, observar si el máximo del kernel está o no asociado al parámetro que corresponde, puesto que el área relativa nos da idea de si, más allá de los límites de la capa en cuestión, esto es, fuera de la diagonal de la matriz de resolución, los valores son o no muy significativos.

Los valores de las áreas relativas, calculados para todos los puntos y todas las capas, vienen representados, para algunas profundidades de referencia, en los mapas de las figuras 6.43–6.48. De su observación se deduce que, como era razonable esperar, las menores áreas relativas se dan, en general, para todas las profundidades, en las zonas donde la densidad de trayectorias sísmicas era menor, esto es, en el extremo noroccidental de la cuenca mediterránea y, también, hacia las costas de Marruecos, Argelia, Túnez y Libia. Notemos que la distribución de las áreas relativas va haciéndose progresivamente más homogénea al aumentar la profundidad. Las peores resoluciones se dan en los niveles más profundos (Fig. 6.48), lo cual no debe tampoco sorprendernos, teniendo presente el rango de periodos que, en la mayoría de los casos, ha sido posible analizar. No obstante, y a pesar de los pequeños valores de las áreas

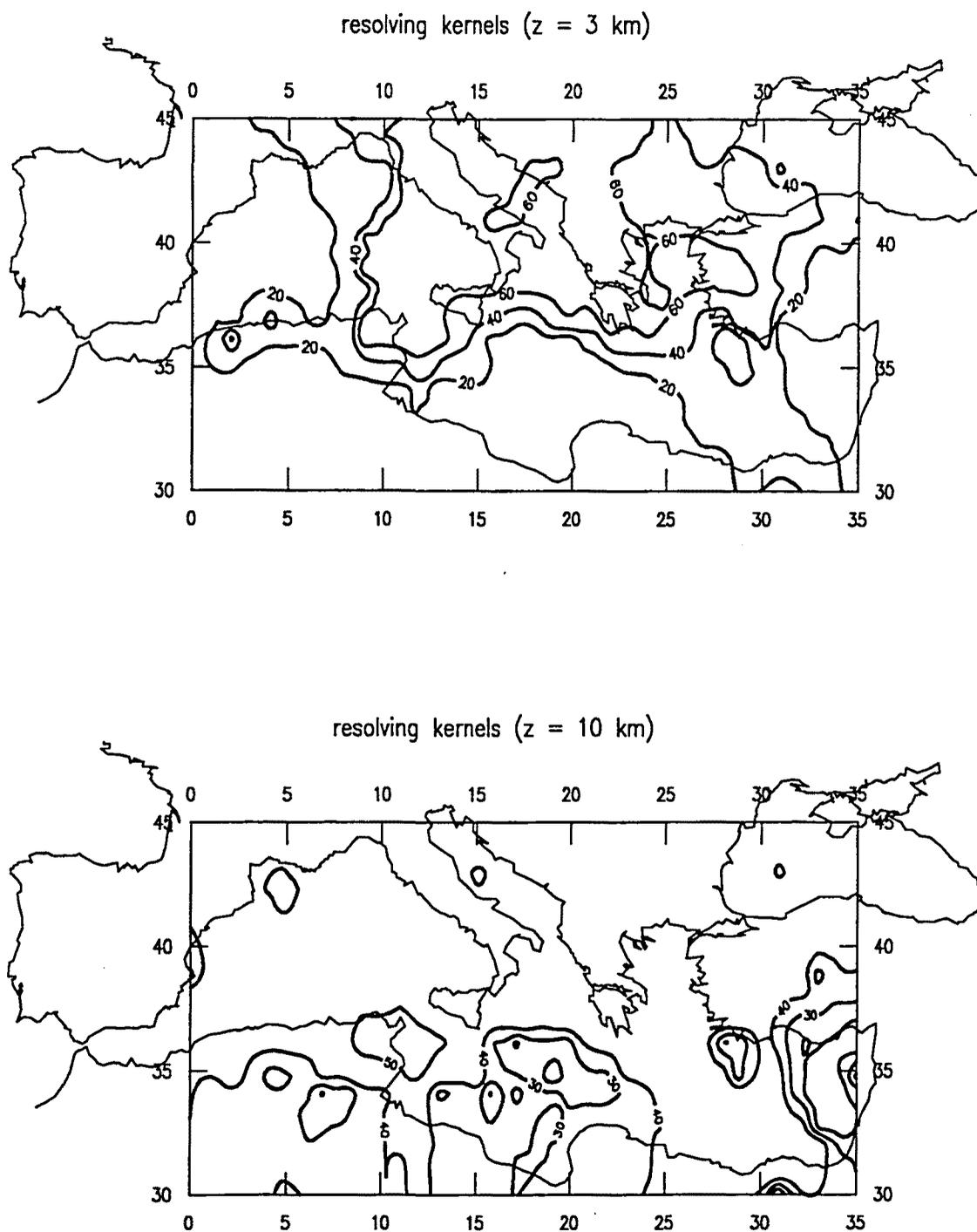


Fig. 6.43 Distribución espacial de los kernels de resolución, obtenida mediante el método del área relativa, para profundidades de 3 y 10 km, respectivamente

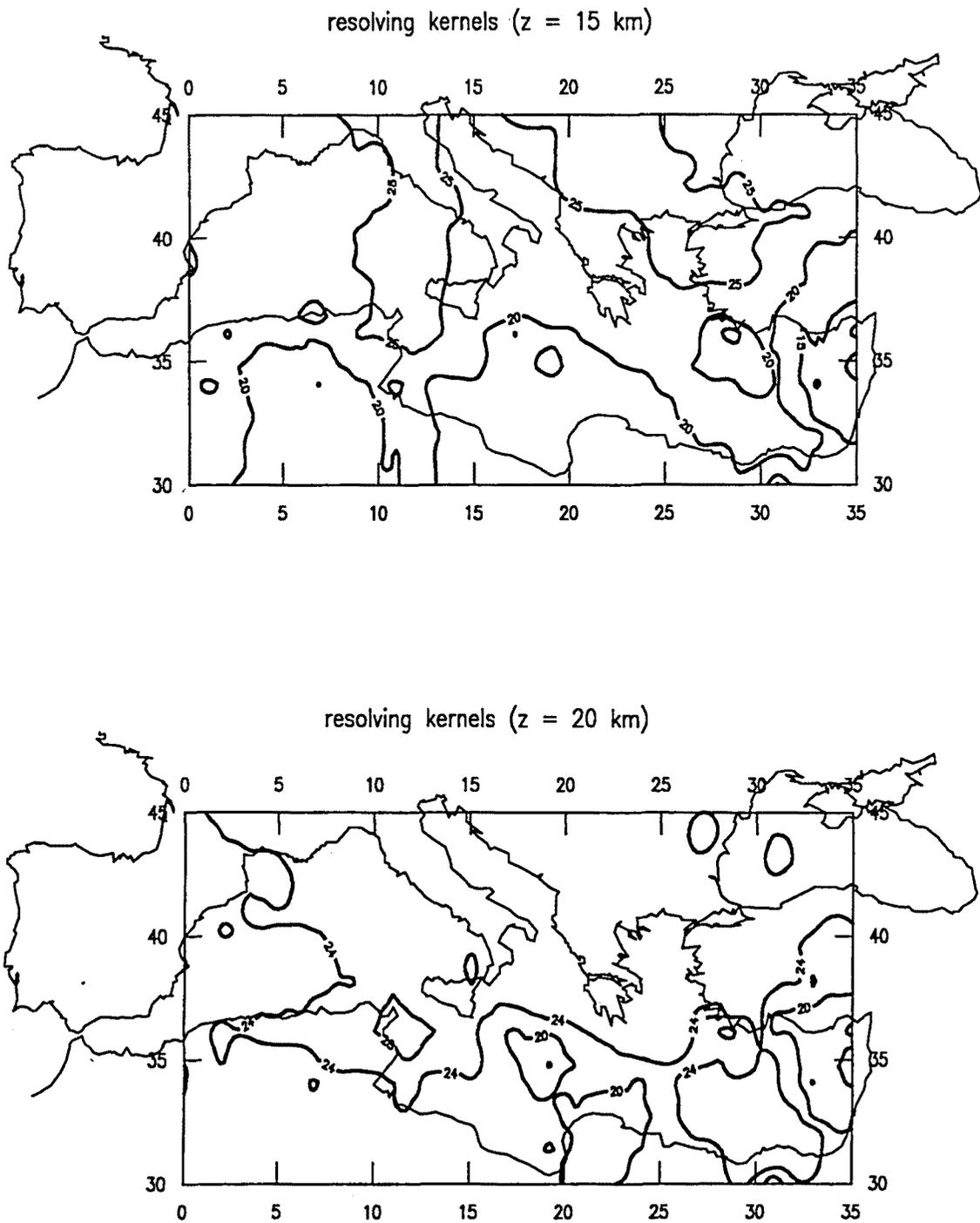


Fig. 6.44 Distribución espacial de los kernels de resolución, obtenida mediante el método del área relativa, para profundidades de 15 y 20 km, respectivamente

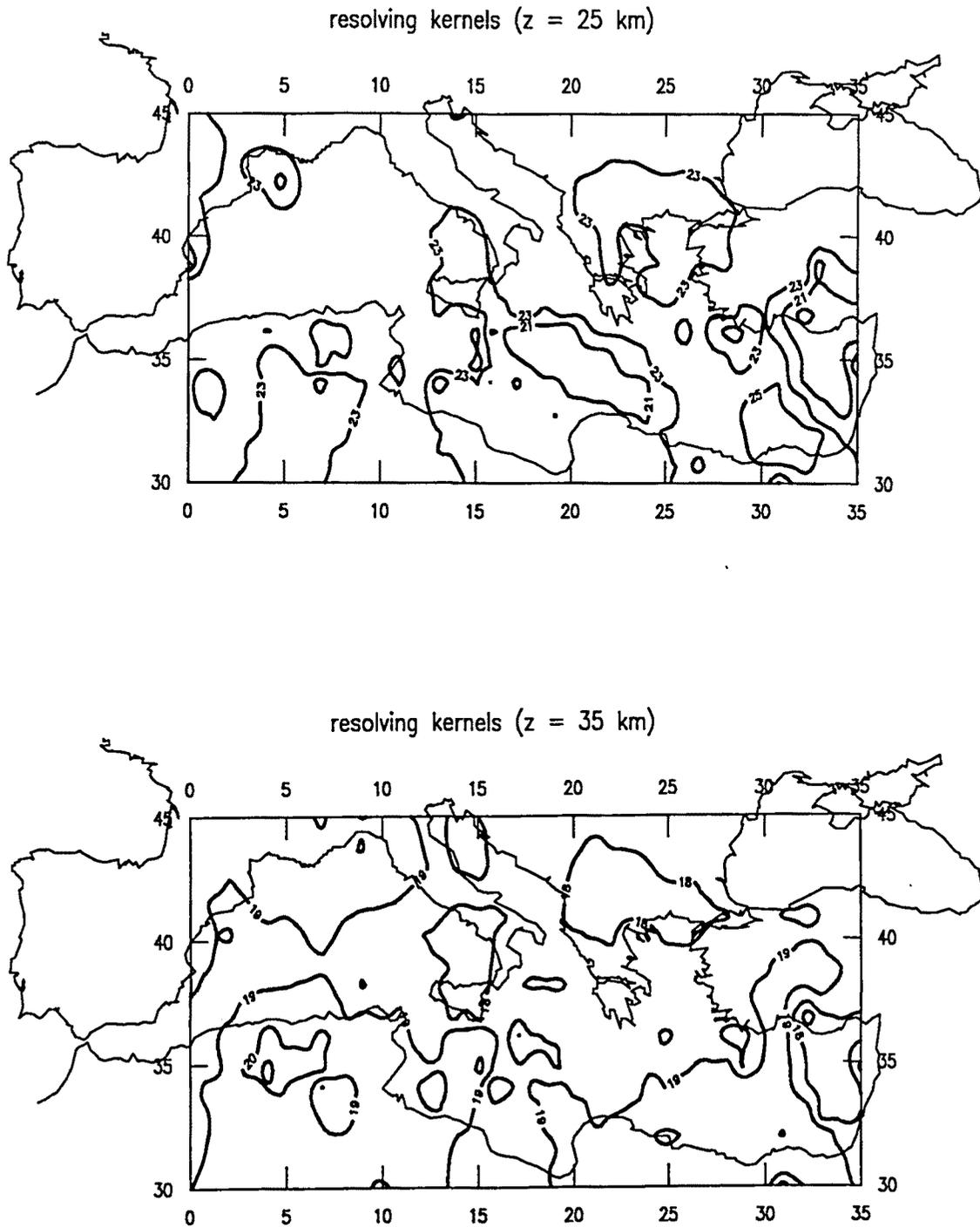


Fig. 6.45 Distribución espacial de los kernels de resolución, obtenida mediante el método del área relativa, para profundidades de 25 y 35 km, respectivamente

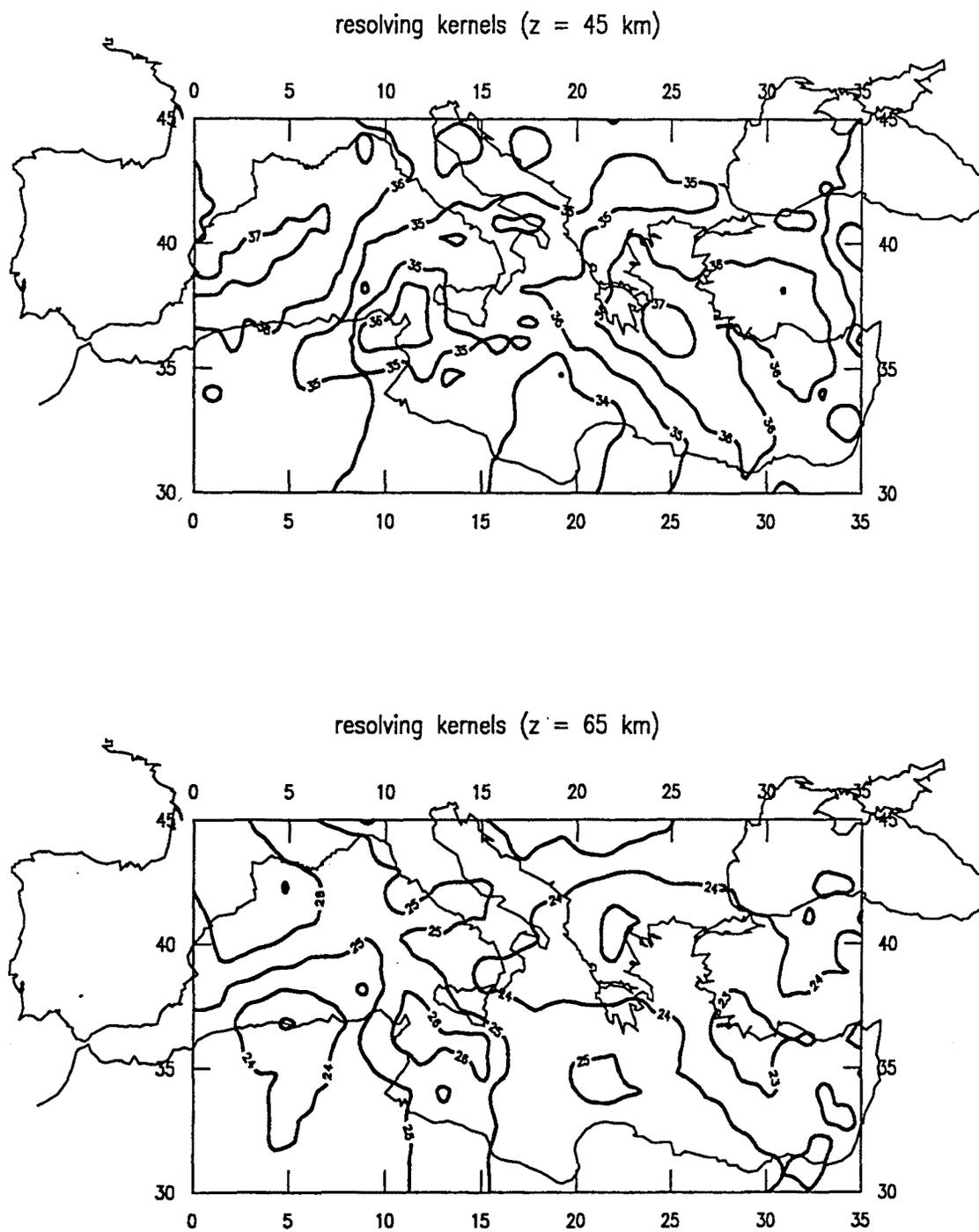


Fig. 6.46 Distribución espacial de los kernels de resolución, obtenida mediante el método del área relativa, para profundidades de 45 y 65 km, respectivamente

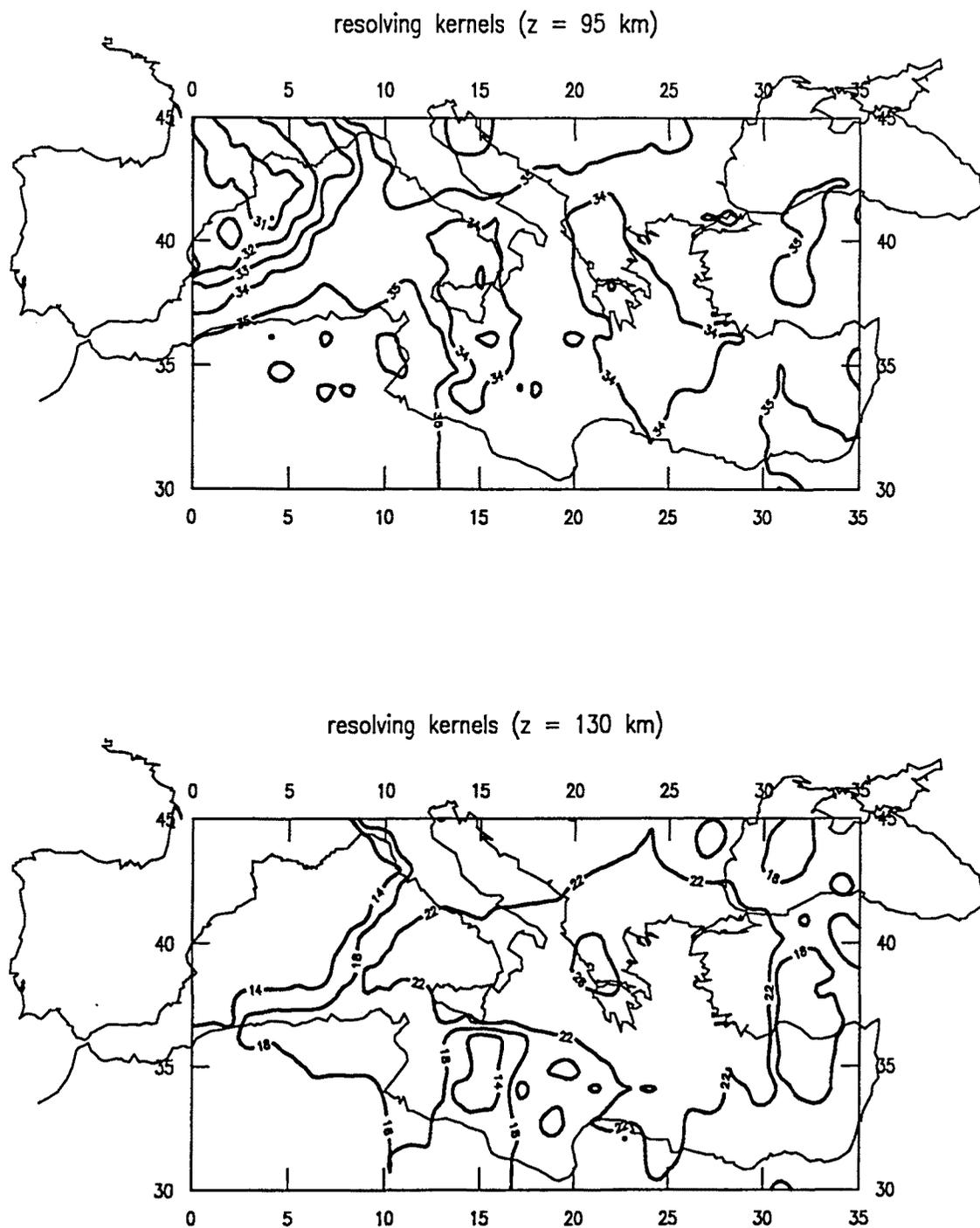


Fig. 6.47 Distribución espacial de los kernels de resolución, obtenida mediante el método del área relativa, para profundidades de 95 y 130 km, respectivamente

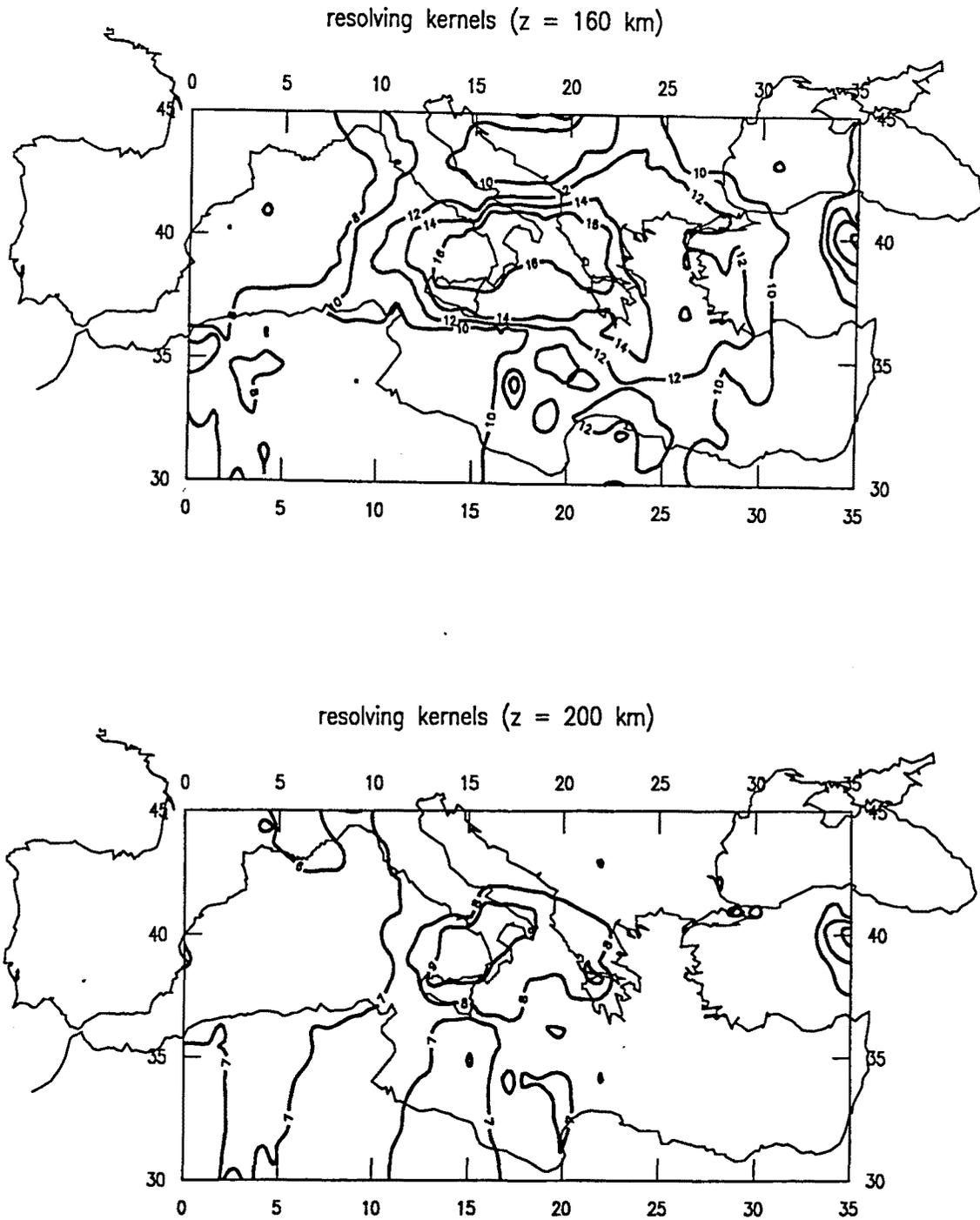


Fig. 6.48 Distribución espacial de los kernels de resolución, obtenida mediante el método del área relativa, para profundidades de 160 y 200 km, respectivamente

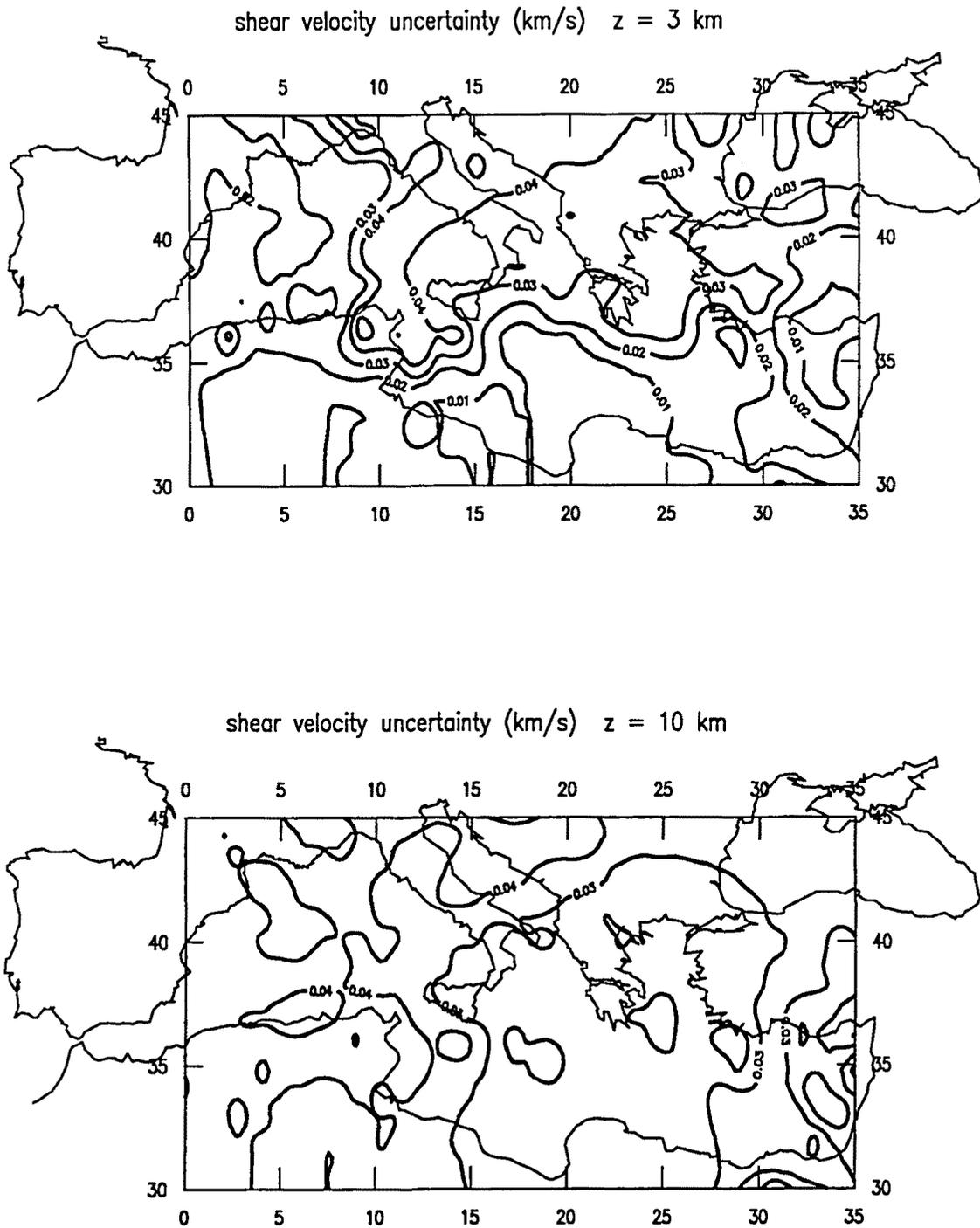


Fig. 6.49 Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla determinadas a profundidades de 3 y 10 km, respectivamente

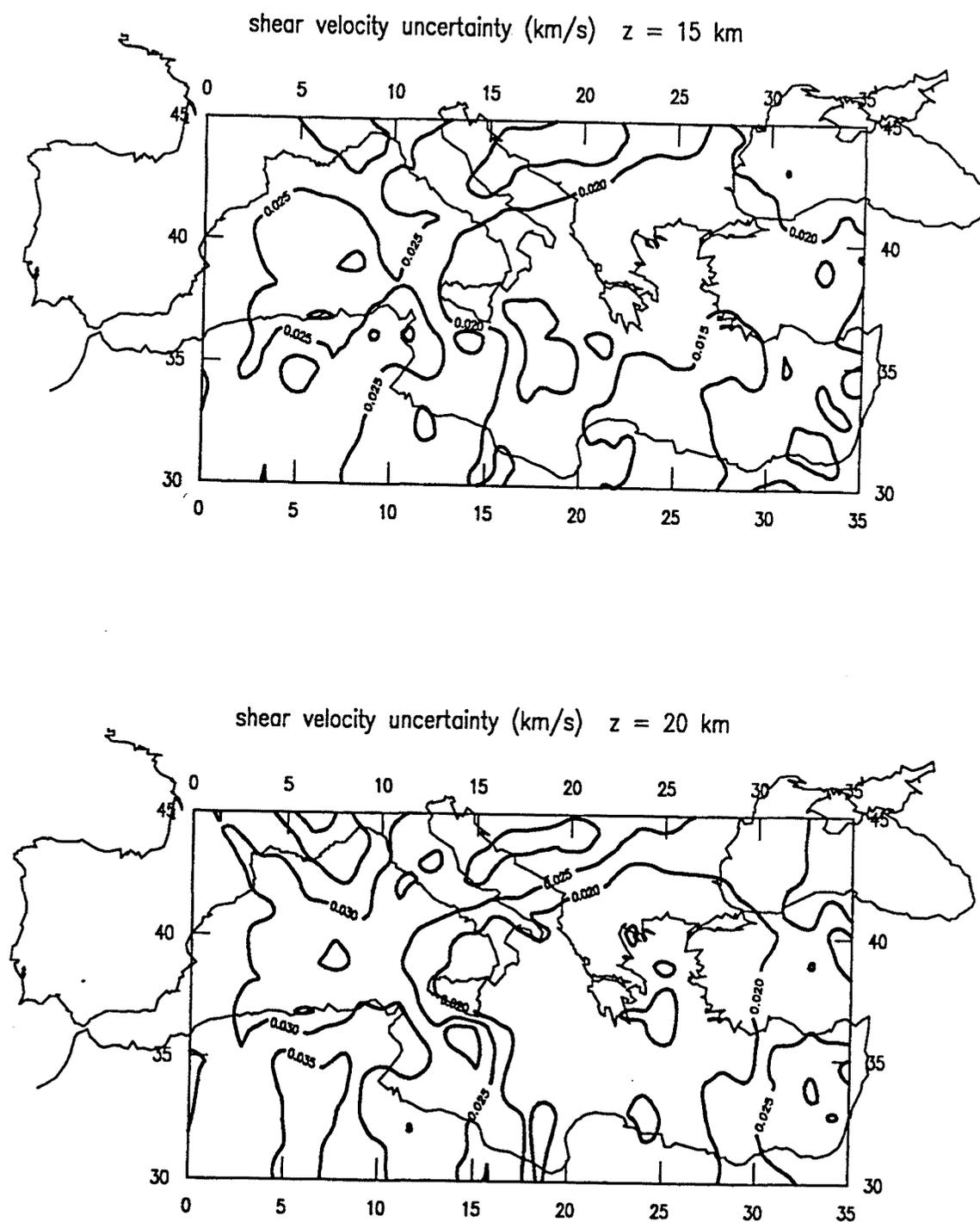


Fig. 6.50 Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla determinadas a profundidades de 15 y 20 km, respectivamente

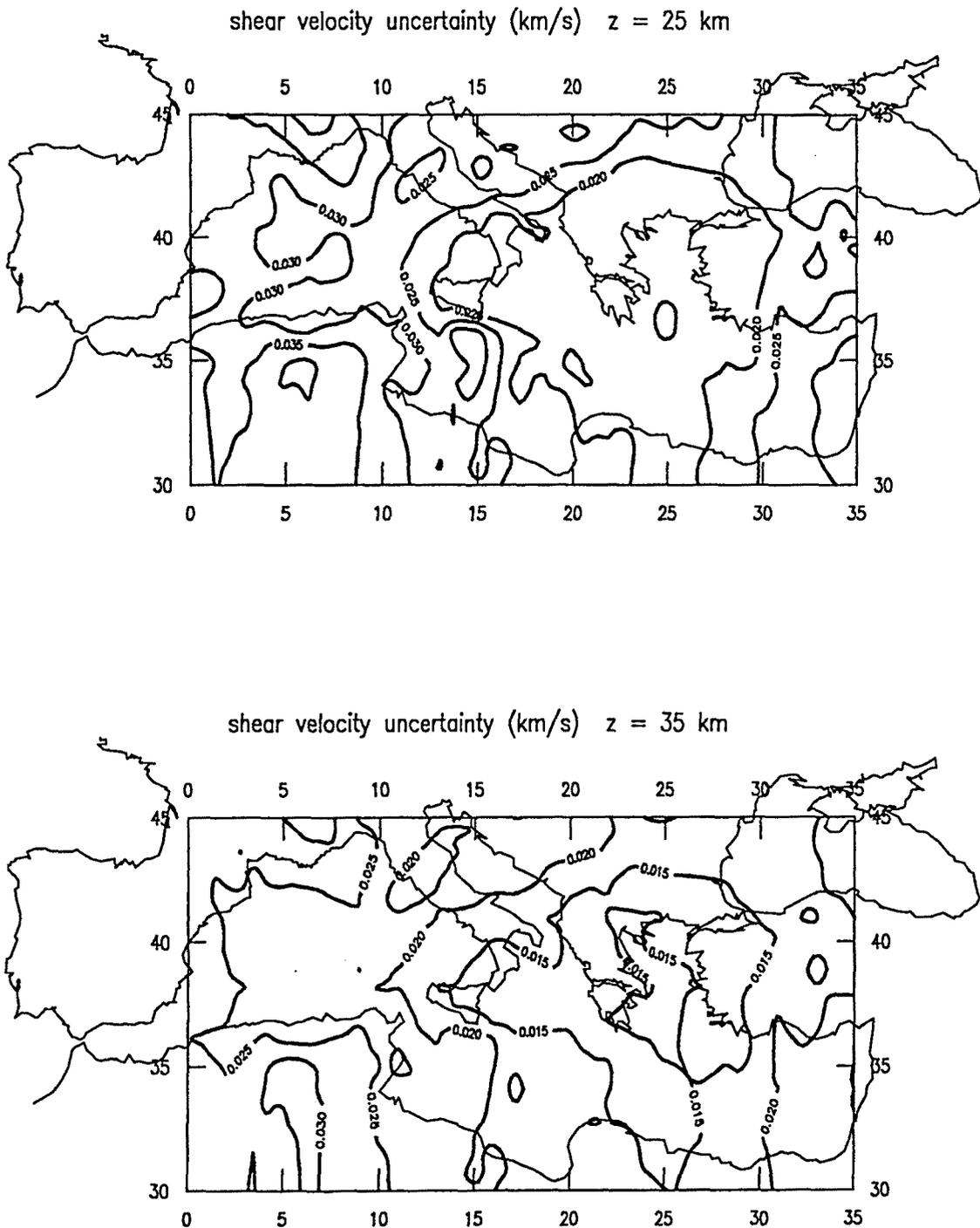


Fig. 6.51 Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla determinadas a profundidades de 25 y 35 km, respectivamente

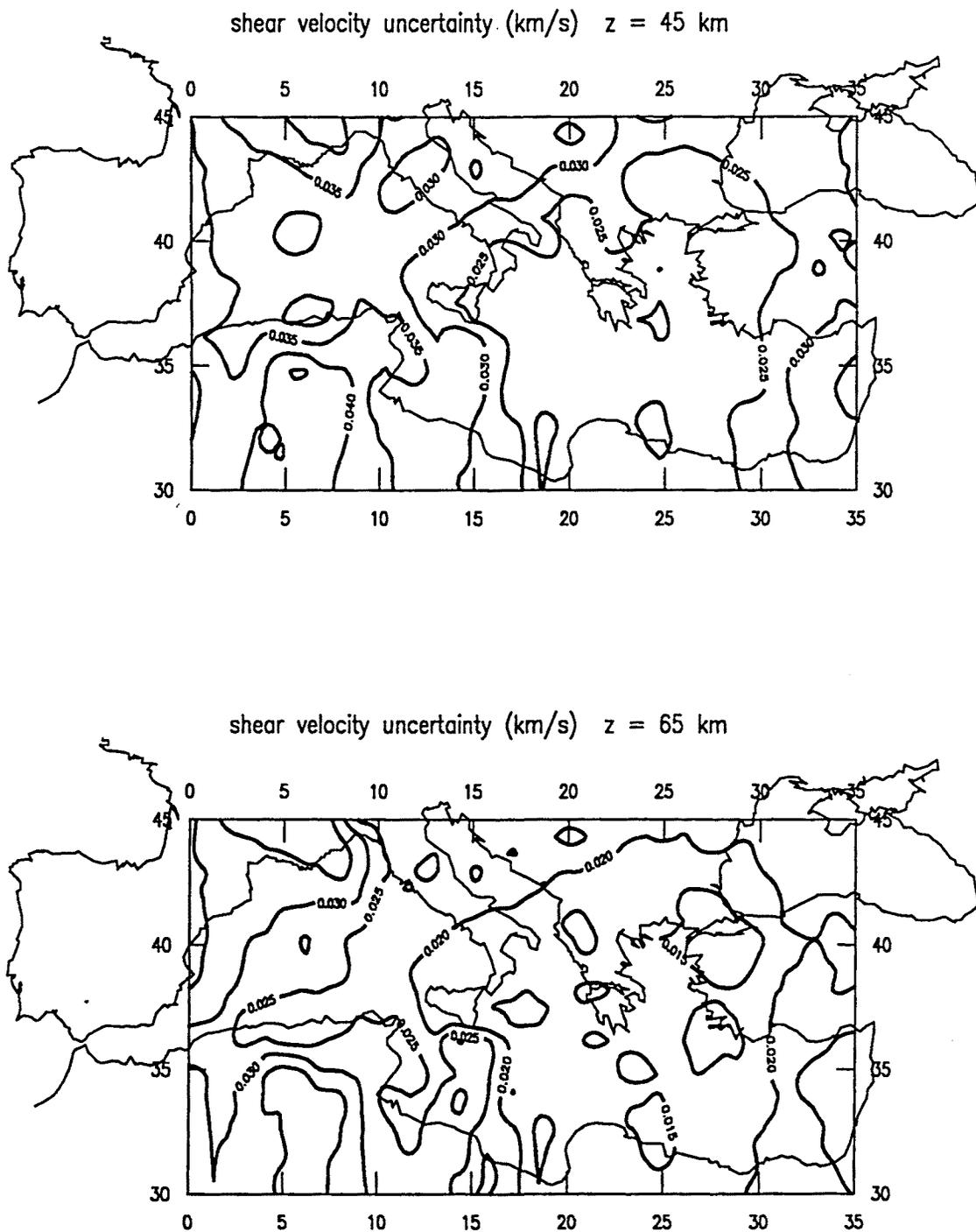


Fig. 6.52 Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla determinadas a profundidades de 45 y 65 km, respectivamente

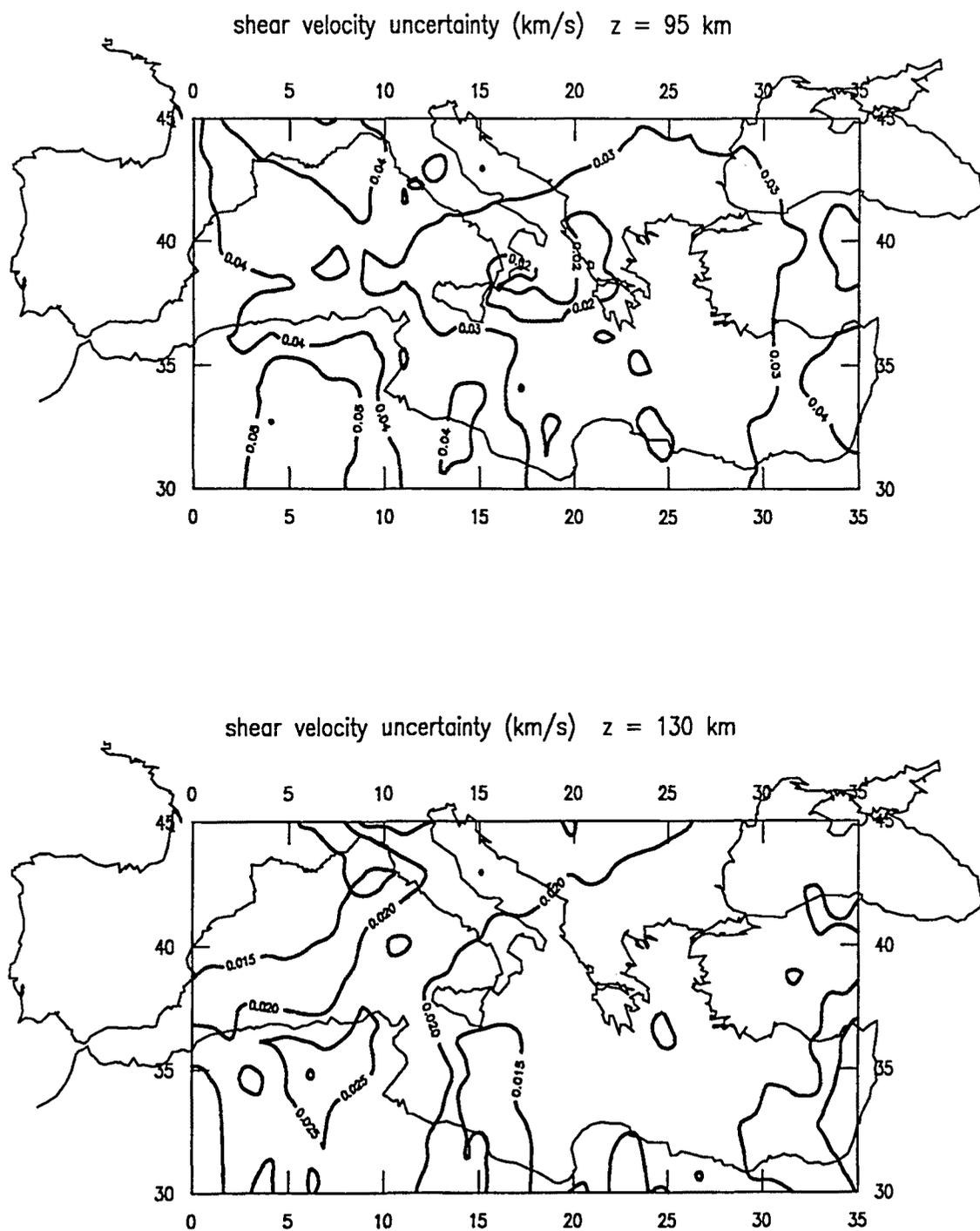


Fig. 6.53 Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla determinadas a profundidades de 95 y 130 km, respectivamente

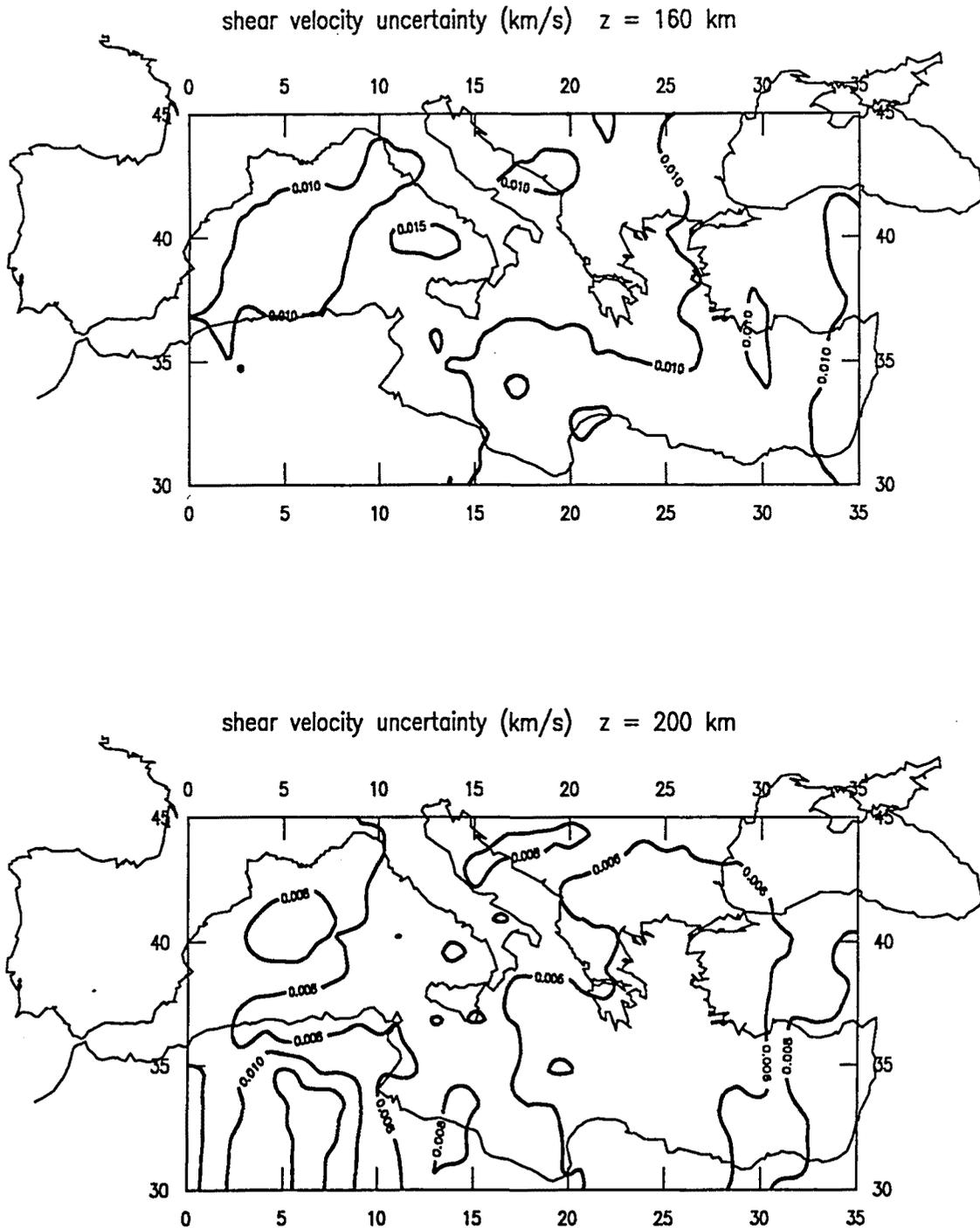


Fig. 6.54 Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla determinadas a profundidades de 160 y 200 km, respectivamente

relativas en estos niveles inferiores, el Mediterráneo central conserva resoluciones cuya calidad es comparativamente buena. Recordemos que era en esta parte central donde el cubrimiento era más denso y los poderes de resolución mantenían valores inferiores a 125 km, incluso a periodos altos.

La observación de la figura 6.48, que nos indica que la resolución es aún aceptable a 160 km de profundidad, pero más bien dudosa a unos 200 km, a excepción de la zona del Mediterráneo central, nos llevaría a concluir que podríamos considerar que, para el conjunto de la cuenca mediterránea, la estructura elástica estaría razonablemente bien resuelta, seguramente, hasta unos 175 km de profundidad. Ello nos otorgaría un buen margen de confianza acerca de las características estructurales que constituyen el núcleo fundamental de nuestros resultados, esto es, la descripción de las notables heterogeneidades laterales halladas en las primeras decenas de kilómetros y también los cambios en la posición del límite superior de la astenosfera, aunque, seguramente, nos obligaría a dejar en suspenso, por el momento, cualquier afirmación categórica acerca de la posición del límite inferior de la astenosfera.

Para finalizar, tan solo un breve apunte con relación a las incertidumbres en los valores deducidos para las velocidades de cizalla. Las figuras 6.49–6.54 nos muestran su distribución espacial, para distintas profundidades de referencia. Observemos que, en todos los niveles, los valores de las incertidumbres son notablemente pequeños, de hecho, no superan, en ningún caso, los 0.05 km s^{-1} . Por otra parte, la distribución espacial de las incertidumbres es bastante homogénea, sin diferencias significativas de unos a otros puntos de la cuenca mediterránea.

6.5 Resumen

En este capítulo se han presentado los resultados deducidos del estudio de la estructura elástica de la cuenca mediterránea. Los datos experimentales en los que nos hemos basado son las curvas de dispersión aparente de la velocidad de grupo del modo fundamental de las ondas Rayleigh, determinadas para un conjunto de trayectorias sísmicas que atraviesan el mar Mediterráneo. Haciendo uso de la formulación de

Yanovskaya, se han calculado las velocidades de grupo locales para distintos periodos y, de acuerdo con los valores del poder de resolución, se ha discretizado el dominio mediterráneo en celdas de 1° de latitud por 1° de longitud, y para cada una de ellas se ha definido una curva de dispersión local. Estas curvas de dispersión locales constituyen la base para realizar una regionalización automática de la cuenca mediterránea mediante algoritmos de *clustering* y para desarrollar una tomografía elástica, a partir de la inversión de dichas curvas de dispersión.

El primer aspecto destacable que los resultados revelan es la existencia de notables diferencias estructurales entre los sectores oriental y occidental del Mediterráneo, diferencias que son especialmente significativas en los primeros 35 km, aunque son patentes hasta unos 50-60 km de profundidad. Buena parte del Mediterráneo oriental, un área que abraza desde las costas de Egipto hasta Grecia, la ex-Yugoslavia, el mar Adriático e Italia, viene caracterizada por anomalías negativas de la velocidad de cizalla en este rango de profundidades, mientras que la zona situada entre las penínsulas Ibérica e Italiana presenta las velocidades de cizalla más altas. Estos rasgos generales, que ya fueron reflejados por los mapas de velocidades de grupo locales elaborados para distintos periodos, así como por la regionalización de la cuenca mediterránea y los modelos elásticos regionales, apuntarían, en general, hacia una corteza más gruesa en el Mediterráneo oriental, donde el espesor de las capas sedimentarias sería notable. Un segundo aspecto relevante lo constituyen los cambios observados en la posición del límite superior de la astenosfera de unas a otras áreas del Mediterráneo, cambios que hablan de la gran complejidad de esta zona. El límite superior de la astenosfera se situaría, en promedio, hacia unos 75 km de profundidad, pero la tomografía elástica, y también los modelos elásticos regionales, revelan una litosfera más gruesa bajo el norte de Africa, el arco de Sicilia-Calabria y la zona del arco Helénico, lo cual constituiría la manifestación de los fenómenos asociados a la convergencia de las placas Africana y Euroasiática. La calidad de los kernels de resolución es razonablemente buena desde los primeros kilómetros hasta una profundidad de unos 175 km, por lo que es posible contemplar con un buen margen de confianza los resultados obtenidos.

7 Estructura anelástica de la cuenca del mar Mediterráneo

7.1 Introducción

El estudio de la estructura anelástica de la cuenca del mar Mediterráneo se ha basado en el análisis de los coeficientes de atenuación aparente del modo fundamental de las ondas Rayleigh, que han sido determinados, mediante la aplicación del método de las dos estaciones, para un conjunto de trayectorias sísmicas que atraviesan la cuenca mediterránea. Como se apuntó ya en el capítulo 5, el cubrimiento así obtenido, aún cuando se ha abarcado el periodo de registro más amplio posible, no alcanza el mismo grado de densidad y homogeneidad que el proporcionado por las trayectorias sísmicas entre eventos regionales y las estaciones situadas en el área mediterránea. Ello ha condicionado, sin duda, la estrategia a seguir en esta parte del trabajo, que ha sido bien distinta de la aplicada en el estudio de la estructura elástica.

El cubrimiento actual (Fig. 7.1) desaconseja, a nuestro juicio, la definición de valores locales de los coeficientes de atenuación, por lo que no ha sido posible, por una parte, llevar a cabo una regionalización objetiva de la cuenca mediterránea en base a las propiedades atenuativas y, por otra, invertir los valores locales con el fin de realizar una tomografía anelástica de la región. El procedimiento ha consistido, en este caso, en la obtención de modelos 1D de la estructura anelástica para el medio entre cada par de estaciones, mediante la inversión de las respectivas curvas de atenuación aparente.

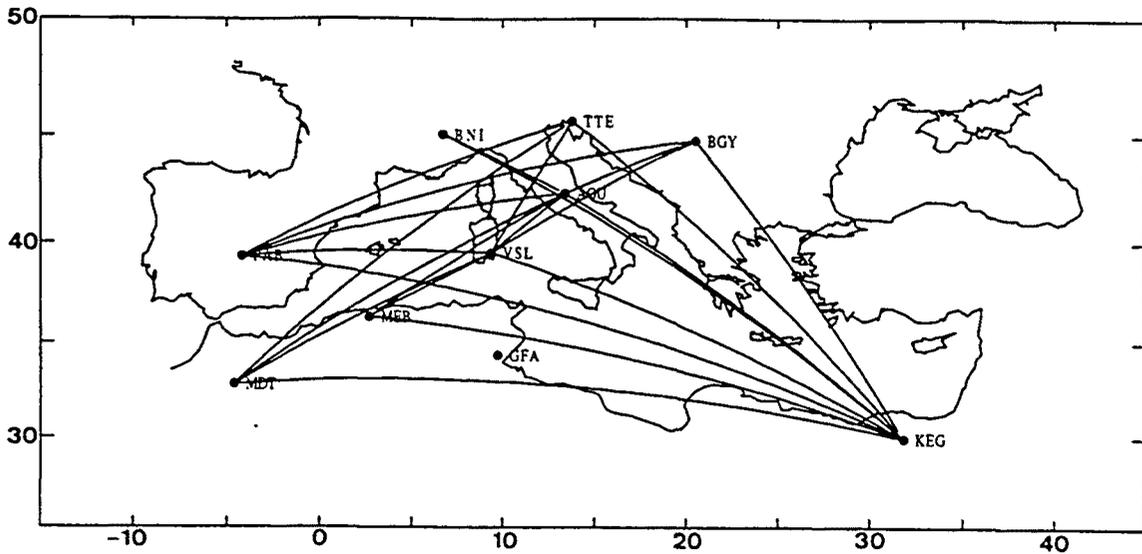


Fig. 7.1 Cubrimiento proporcionado por el método de las dos estaciones, para los sismos utilizados en el estudio de la estructura anelástica del Mediterráneo (Fig. 5.14, repetida)

Por supuesto, la interpolación de estos modelos 1D conduciría a la elaboración de un modelo 3D de la estructura anelástica, en el caso de que la densidad de trayectorias así lo hiciera aconsejable. Sin embargo, por el momento, nos ha parecido más prudente limitarnos al análisis de los modelos 1D, con el objeto de extraer de ellos toda la información posible. Así, y aunque el presente estudio de la estructura anelástica no puede ser contemplado sino como un trabajo preliminar, que debería ser completado y ampliado en el futuro, lo cierto es que de él se deducen algunas conclusiones de gran interés que, por una parte, corroboran, en lo esencial, los resultados obtenidos para la estructura elástica de la cuenca mediterránea y, por otra, hacen posible profundizar en el conocimiento, aún bastante escaso, de su estructura anelástica.

7.2 Estructura anelástica de la cuenca mediterránea

La estructura anelástica de la cuenca del mar Mediterráneo se ha investigado a partir de los valores empíricos de los coeficientes de atenuación aparente, determinados para el medio entre cada uno de los pares de estaciones que se relacionaban en la tabla 5.4. El mapa de la figura 7.1 muestra los círculos máximos que unen cada par de estaciones. Recordemos que los datos referentes a las estaciones sísmicas consideradas (código, localización, coordenadas, etc.) pueden consultarse en la tabla 5.1.

La aplicación del algoritmo de inversión estocástica a los coeficientes de atenuación aparente, $\gamma(\omega)$, ha permitido deducir modelos 1D del factor de calidad intrínseco de las ondas de cizalla, más exactamente de su inverso, Q_β^{-1} , para el medio entre cada par de estaciones considerado. Para llevar a cabo la inversión, se ha tomado el modelo elástico promedio, mostrado en la figura 6.23, que se obtuvo para toda la cuenca mediterránea, a partir de la tomografía elástica presentada en el capítulo anterior. La inversión de la curva de atenuación aparente determinada para el trayecto entre las estaciones de Bardonecchia (BNI) y Villasalto (VSL) no ha proporcionado un modelo anelástico mínimamente verosímil, lo cual debe ser indicativo de que, por una u otra causa, los valores empíricos de los coeficientes de atenuación no son correctos.

Con la finalidad de analizar y comparar los diferentes resultados obtenidos y de facilitar la tarea de extraer las conclusiones que de ellos puedan derivarse, hemos clasificado los pares de estaciones considerados en unos pocos grupos. A la vista de la distribución espacial de las trayectorias correspondientes (Fig. 7.1), hemos optado por formar tres grupos con los abanicos de trayectorias que parten de las estaciones de Kottamya (KEG), San Pablo (PAB) y Midelt (MDT), respectivamente. El cuarto grupo está constituido por un conjunto de trayectorias que, básicamente, forman un haz entre la estación de Medea (MEB) y la de Belgrado (BGY), pasando por Villasalto (VSL) y L'Aquila (AQU). A continuación, hemos confeccionado, para cada uno de los grupos, una tabla que resume las características que estimamos más relevantes, tanto por lo que se refiere a las curvas de atenuación aparente, como a los modelos de Q_β^{-1} obtenidos por inversión y a la resolución de éstos.

7.2.1 Primer grupo: trayectorias que parten de la estación KEG

El primer grupo que hemos estudiado es el constituido por el abanico de trayectorias que parten de la estación de Kottamya (KEG), en Egipto. Las figuras 7.2–7.9 muestran, para estas trayectorias, ordenadas en sentido antihorario, la curva empírica de atenuación aparente, con sus bandas de incertidumbre; la curva teórica, calculada para el modelo de Q_β^{-1} obtenido por inversión, y una representación topográfica de los kernels de resolución normalizados, asociados a los valores de Q_β^{-1} hallados para las diferentes capas del modelo.

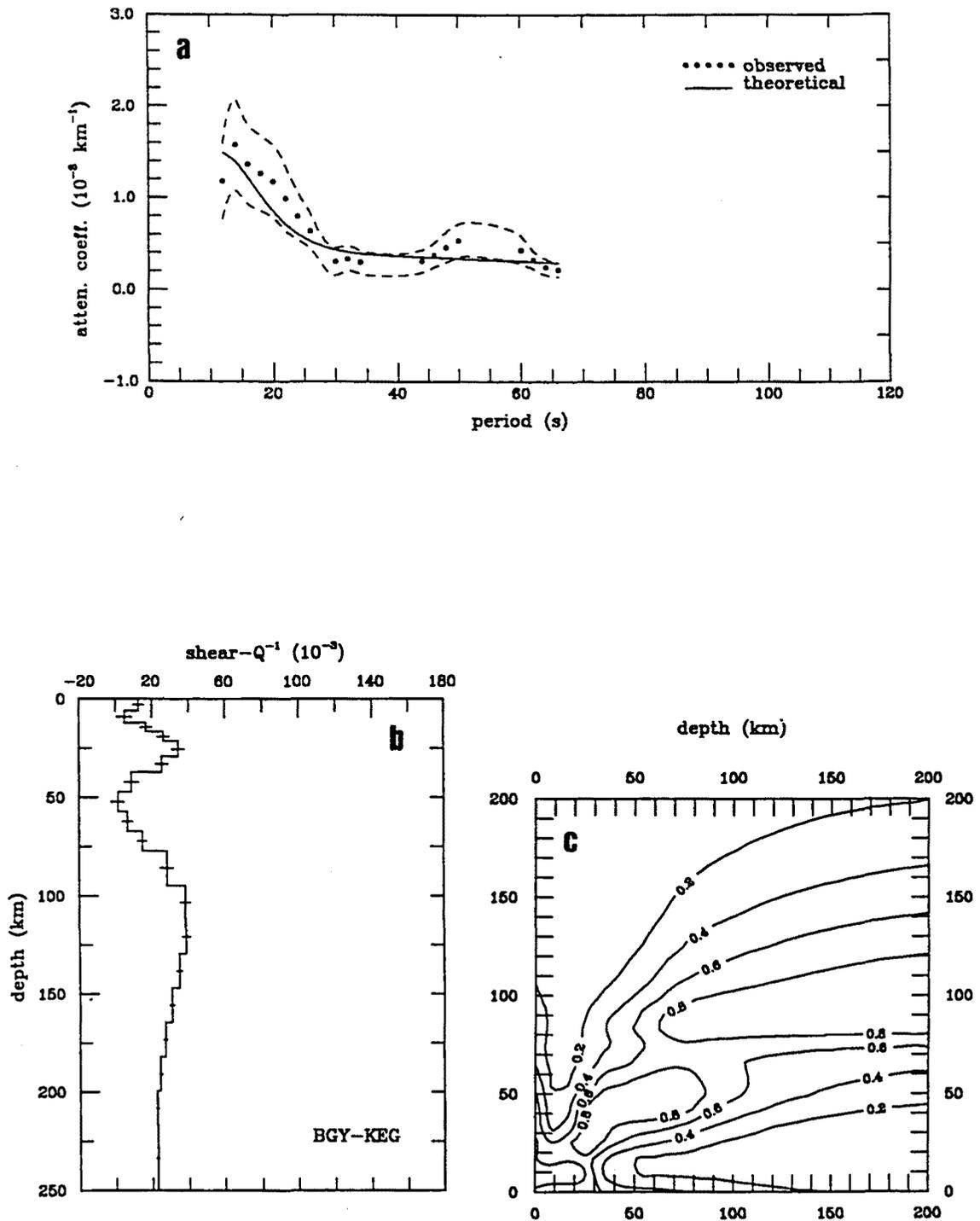


Fig. 7.2 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par BGY-KEG; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

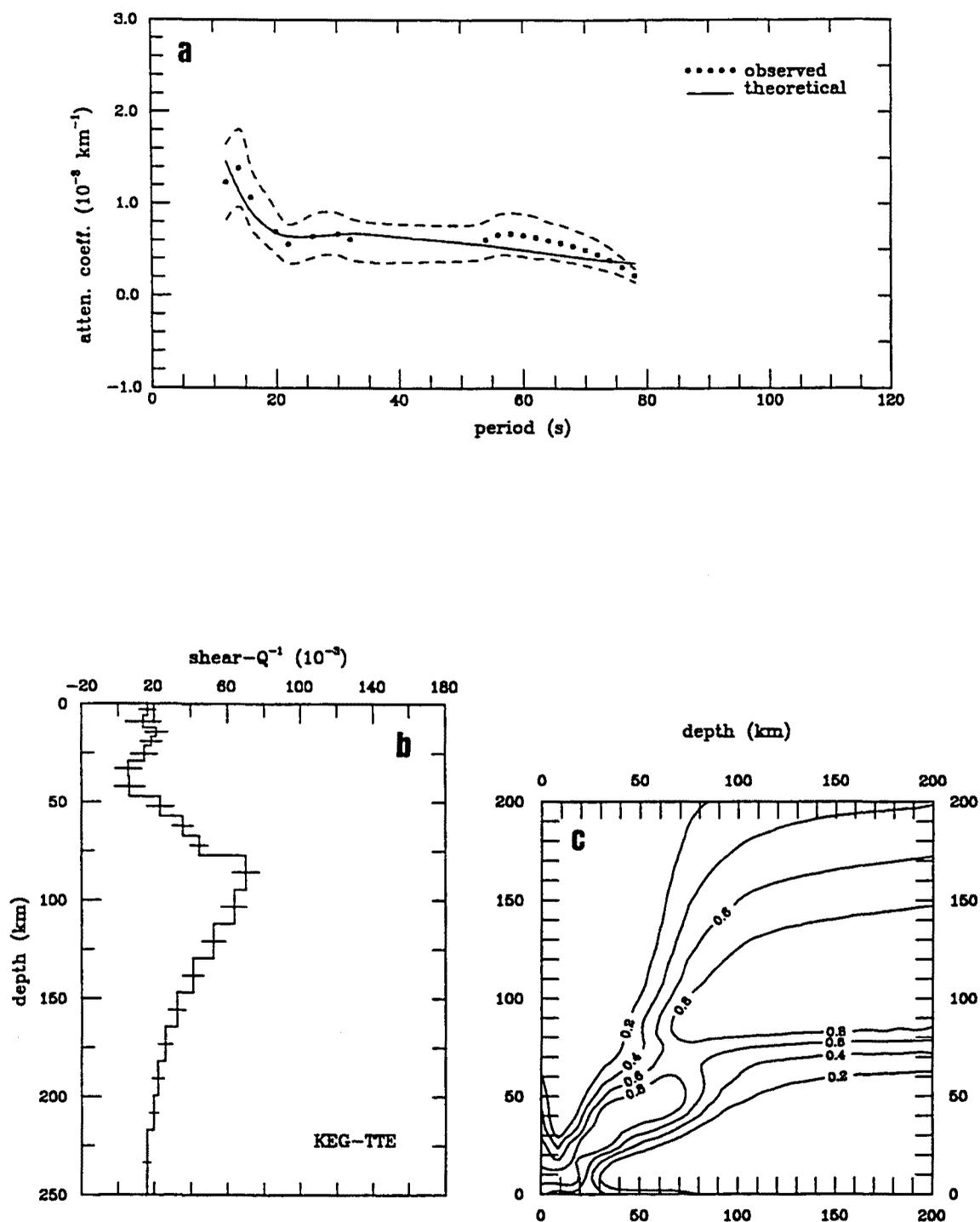


Fig. 7.3 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par KEG-TTE; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

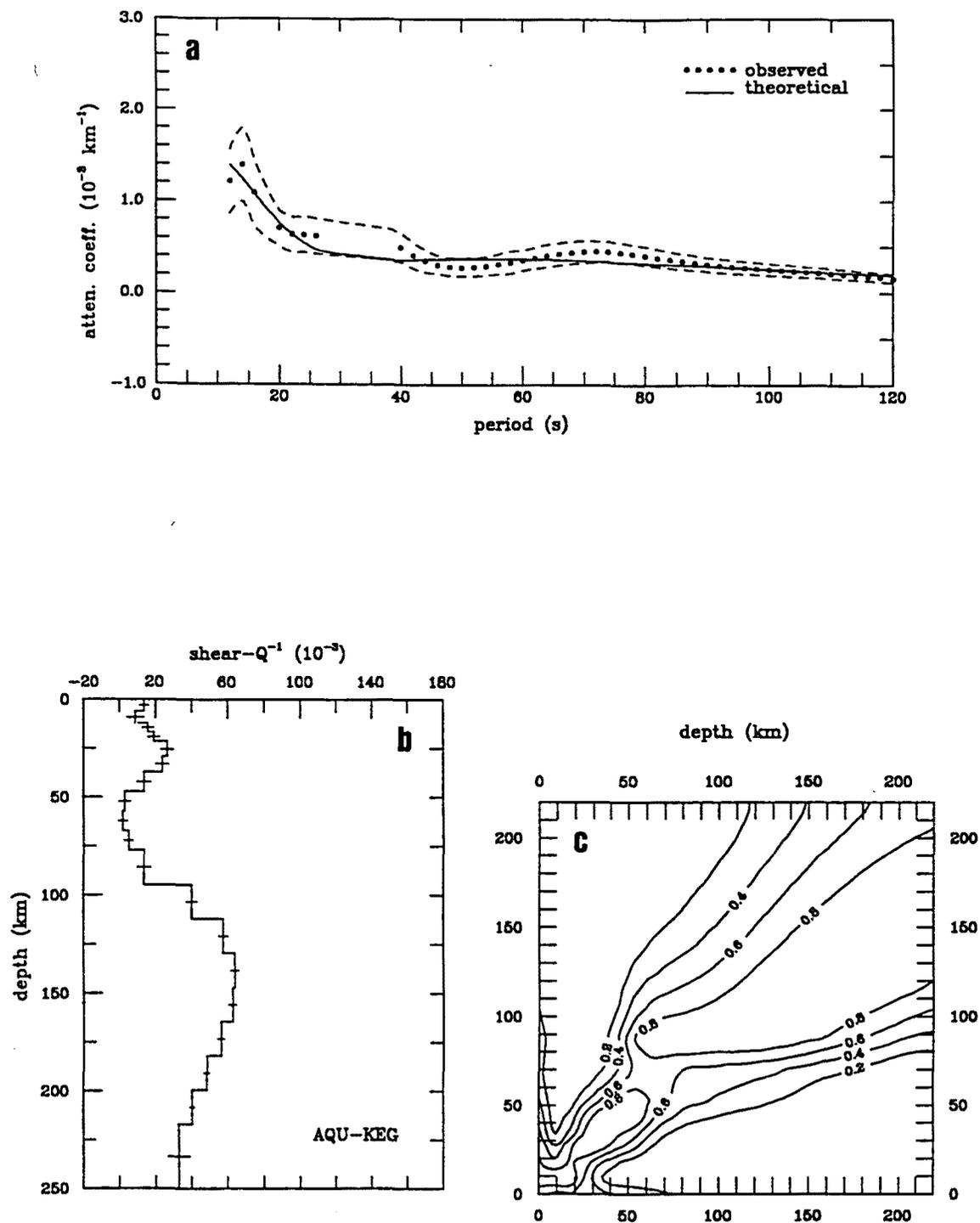


Fig. 7.4 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-KEG; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

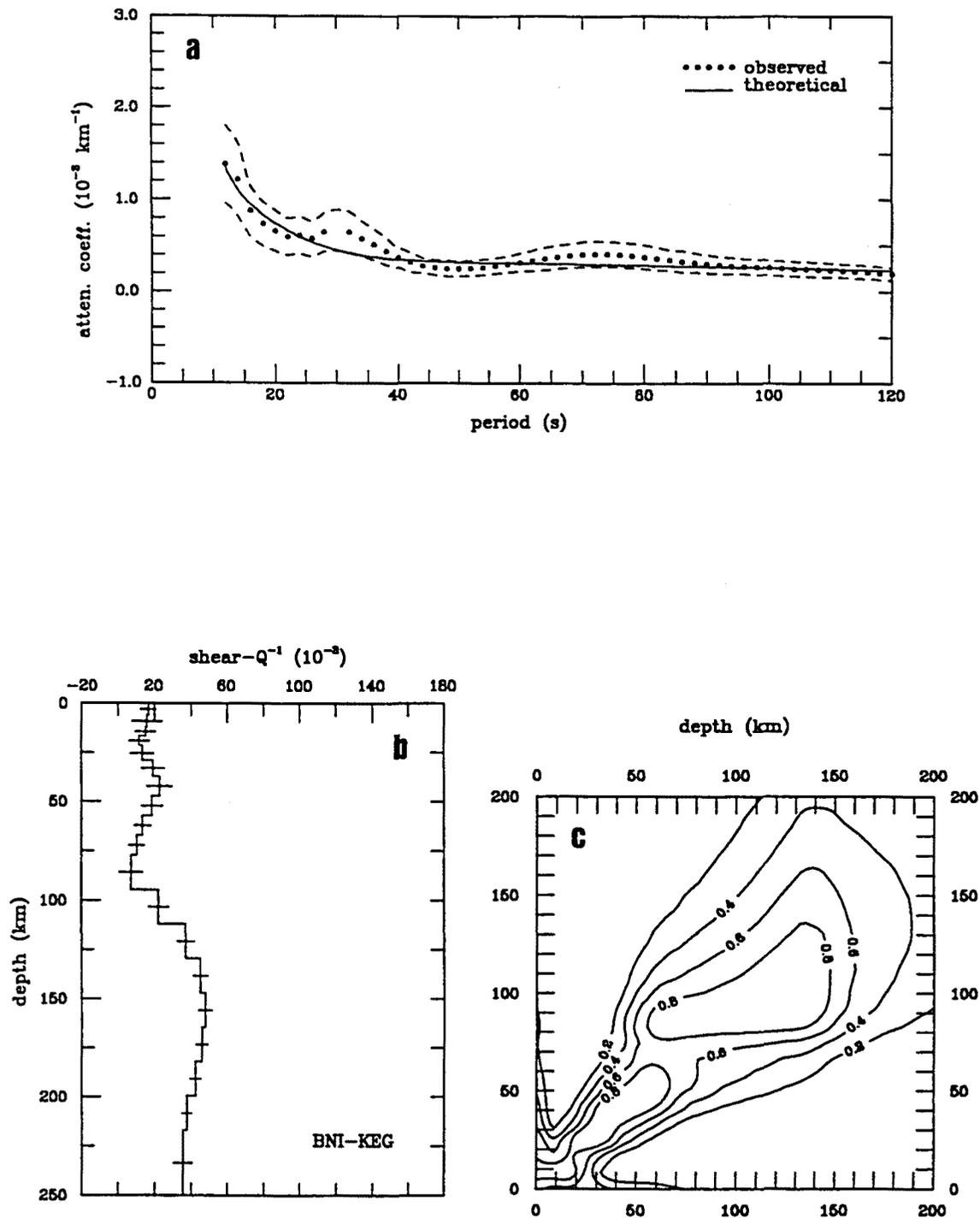


Fig. 7.5 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par BNI-KEG; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

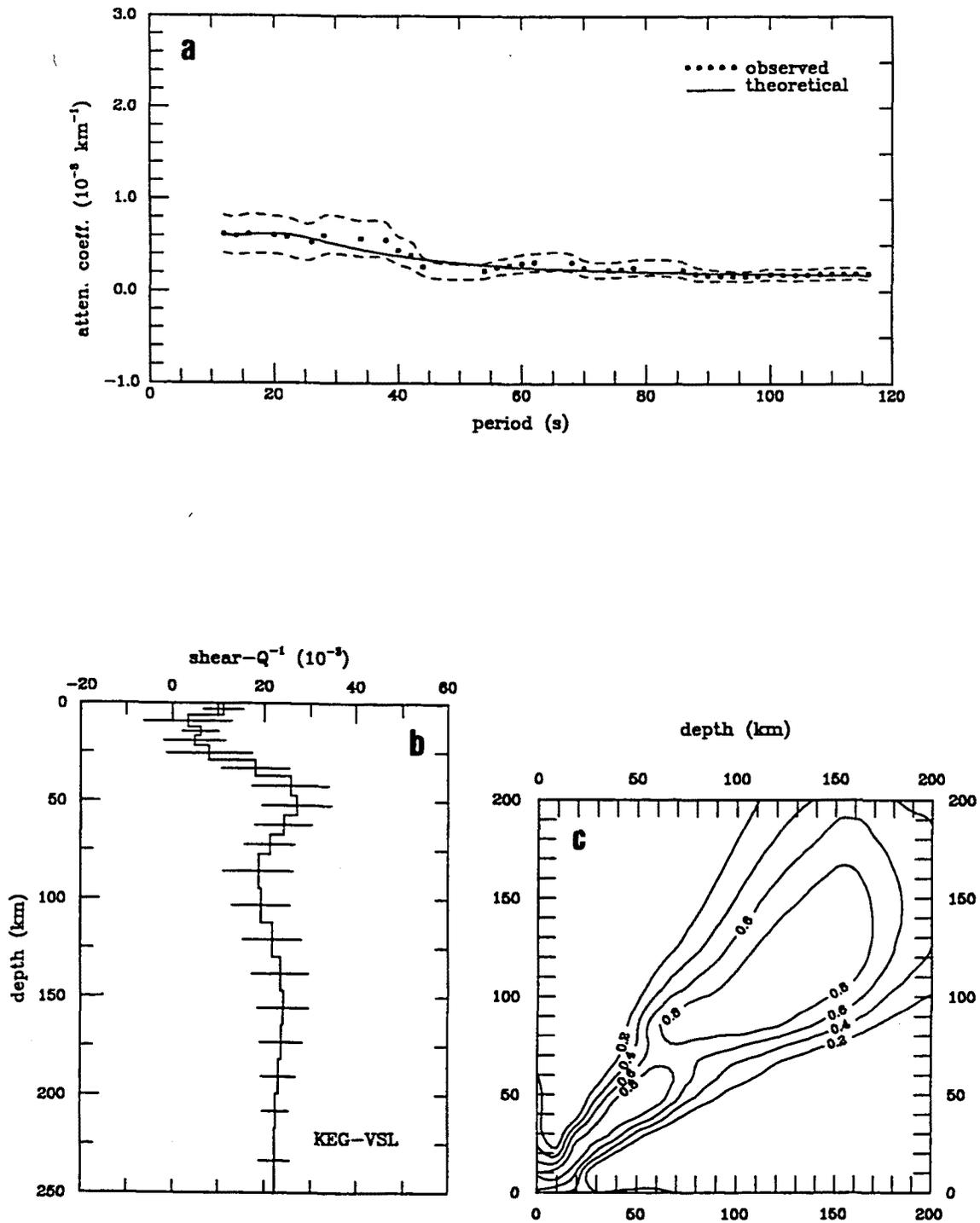


Fig. 7.6 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par KEG-VSL; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

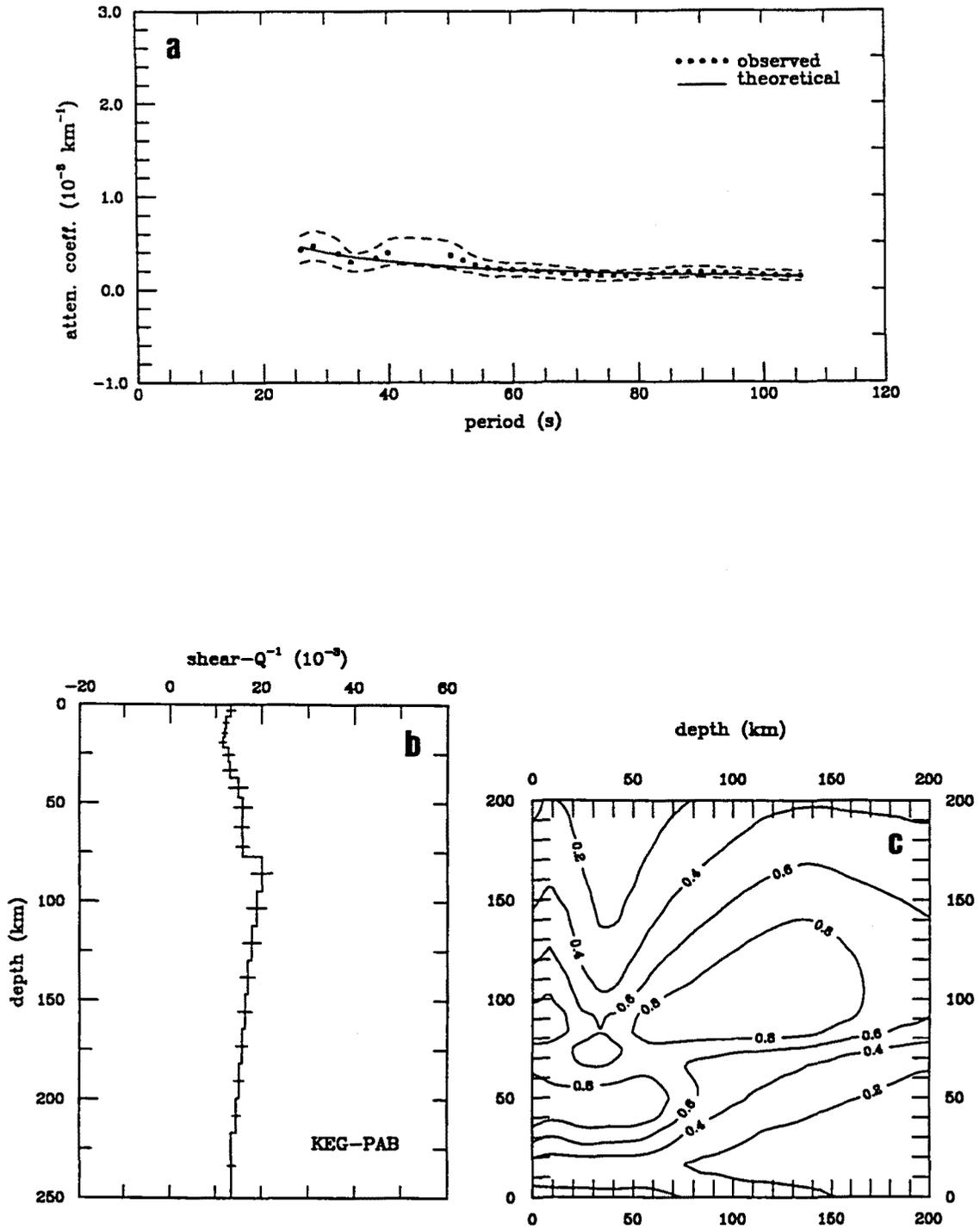


Fig. 7.7 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par KEG-PAB; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

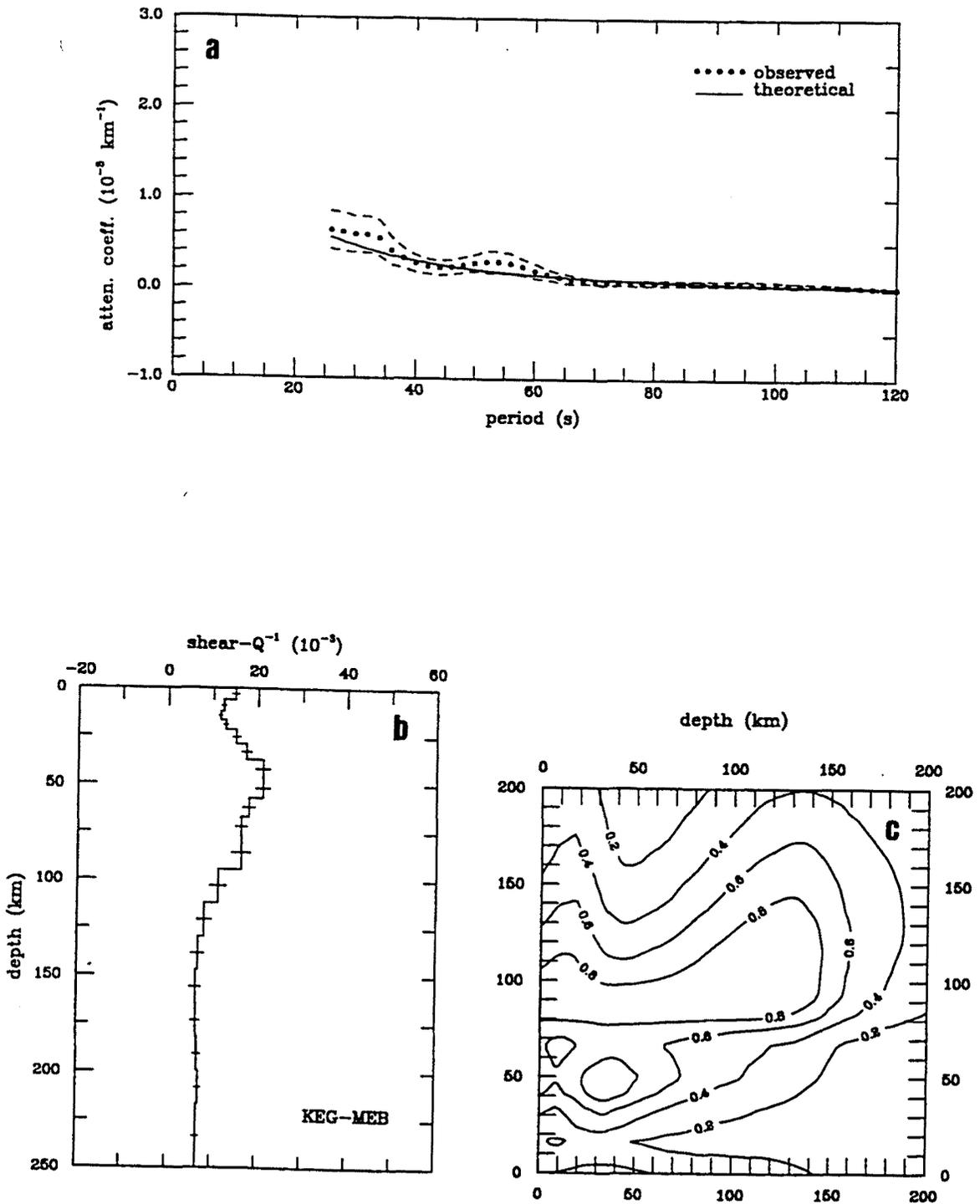


Fig. 7.8 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par KEG-MEB; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

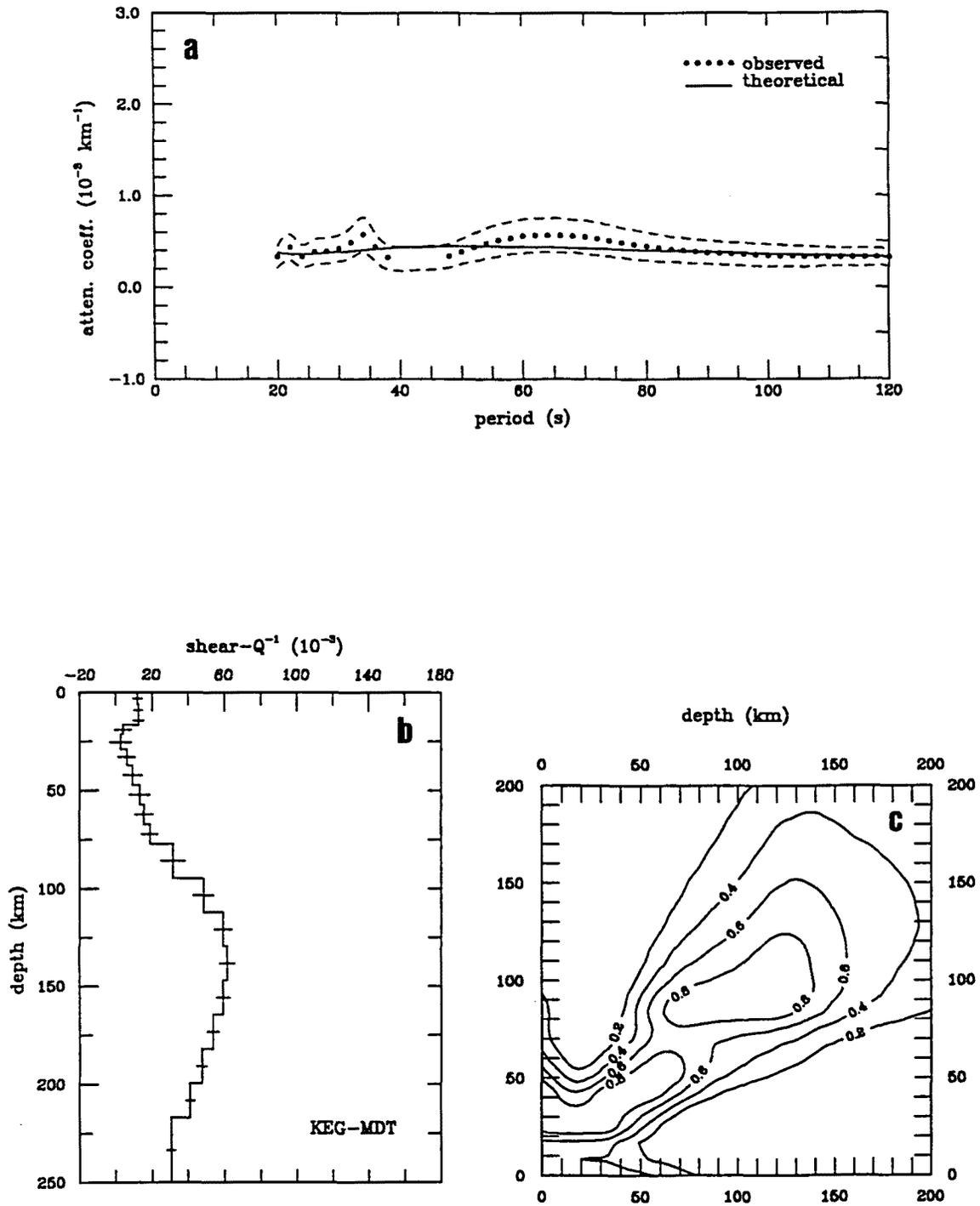


Fig. 7.9 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par KEG-MDT; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

Tabla 7.1 Características más relevantes deducidas para las trayectorias que parten de la estación KEG (primer grupo)

<i>par</i>	rango γ (10^{-3} km^{-1})	Q_{β}^{-1} mín (10^{-3}) Z (km)	Q_{β}^{-1} máx (10^{-3}) Z (km)	capa baja velocidad Z (km)	lím. sup. astenosfera Z (km)	rango T (s)	rango kernels (km)
bgg-keg	1.58-0.21	1.4 (52)	38.5 (112)	25	77	12-66	0-100
keg-tte	1.39-0.22	5.8 (33)	70.1 (86)	no	77	12-78	0-125
aqu-keg	1.40-0.16	2.5 (57)	64.0 (138)	25	95	12-120	0-200
bni-keg	1.38-0.20	7.2 (86)	48.0 (155)	¿42?	95	12-120	0-175
keg-vsl	0.62-0.16	3.4 (9)	26.9 (52)	¿52?	¿112?	12-116	0-200
keg-pab	0.47-0.14	11.5 (19)	20.1 (86)	no	¿77?	26-106	40-150
keg-meb	0.64-0.02	6.4 (156)	21.0 (47)	¿47?	?	26-120	60-160
keg-mdt	0.57-0.33	2.7 (25)	61.6 (138)	no	100	20-120	25-175

La tabla 7.1 relaciona las características más destacadas de los resultados obtenidos para cada una de las trayectorias de este primer grupo: el rango de valores empíricos de los coeficientes de atenuación; los valores mínimo y máximo de Q_{β}^{-1} y a qué profundidades se dan; si se observa o no la presencia de alguna capa de baja velocidad en los niveles superiores y, si es el caso, a qué profundidad; dónde se detectaría el límite superior de la astenosfera, desde el punto de vista del modelo de Q_{β}^{-1} ; el rango de periodos analizado y, finalmente, el intervalo de profundidades para las que puede considerarse que el modelo está bien resuelto, de acuerdo con los kernels de resolución obtenidos.

Por lo que se refiere a los coeficientes de atenuación aparente, γ , las curvas empíricas muestran, básicamente, los rasgos que han sido ya observados en otros estudios (ROCAMORA, 1992; ROCAMORA *et al.*, 1990; CASELLES, 1995; CASELLES *et al.*, 1997, por citar algunos). Los mayores valores de los coeficientes de atenuación se dan para los periodos más cortos y las curvas presentan, a veces, un máximo relativo alrededor de los 30 s de periodo, como es el caso, por ejemplo, de las curvas correspondientes a los pares KEG-TTE (Fig. 7.3), BNI-KEG (Fig. 7.5) o KEG-VSL (Fig. 7.6). Para periodos altos, las curvas de atenuación no presentan diferencias remarcables entre ellas y tienden, en general, hacia valores de γ no demasiado disimilares.

Las diferencias más notables en los valores de los coeficientes de atenuación se dan, básicamente, hasta unos 50–60 s de periodo. En este sentido, el aspecto más relevante son los valores de γ significativamente más elevados que se observan, en este rango de periodos, para las trayectorias que unen KEG con BGY, TTE, AQU y BNI (Figs. 7.2–7.5), en relación a los valores determinados para los trayectos que unen KEG con VSL, PAB, MEB y MDT (Figs. 7.6–7.9). Reflejo de ello son los valores de Q_β^{-1} que, en los niveles superiores, hasta unos 40 km, igualan o superan el valor de 20×10^{-3} para los cuatro primeros pares, mientras que no lo alcanzan para los segundos. De hecho, es posible apreciar la presencia de una capa de elevada atenuación, bien definida, en los modelos anelásticos deducidos para los pares BGY-KEG (Fig. 7.2) y AQU-KEG (Fig. 7.4), alrededor de los 25 km de profundidad, y una no tan contrastada y algo más profunda en el modelo obtenido para el par BNI-KEG (Fig. 7.5).

Observemos que las cuatro primeras trayectorias, para las cuales hallamos las mayores atenuaciones, discurren desde las costas de Egipto hacia Grecia, la antigua Yugoslavia, el mar Adriático y la península Italiana (Fig. 7.1), es decir, atraviesan precisamente la zona para la cual habíamos encontrado los menores valores de la velocidad de grupo local, en especial, hasta unos 60 s de periodo (§6.2, Figs. 6.1–6.3). Ello se ponía de manifiesto, recordemos, en la distribución de velocidades de cizalla deducida de la tomografía elástica, que mostraba claramente las mayores anomalías negativas de la velocidad en este área, hasta una profundidad de unos 60 km y, sobre todo, en los primeros 35–40 km (§6.4, Figs. 6.24–6.27). Merece ser resaltada, sin duda, la coherencia entre los resultados que de los estudios de las estructuras elástica y anelástica se desprenden, por lo que se refiere a esta zona del Mediterráneo oriental, que abarca, en buena medida, las zonas de actividad sísmica más notable de toda la cuenca mediterránea. Otros autores han deducido, asimismo, mediante diversos métodos de análisis, elevadas atenuaciones en Grecia, a nivel cortical (PAPAZACHOS, 1992); en la región del mar Egeo, en los primeros 40 km (HASHIDA *et al.*, 1988; STAVRAKAKIS *et al.*, 1997), o en el mar de Creta (KOVACHEV *et al.*, 1991).

Los menores valores del coeficiente de atenuación aparente determinados, prácticamente en todo el espectro de frecuencias, para las trayectorias que unen la estación KEG con VSL, PAB, MEB y MDT apuntarían, en un principio, hacia una menor atenuación al

sur del Mediterráneo y también en su parte occidental. El análisis de otras trayectorias que cruzan, básicamente, el Mediterráneo occidental, nos proporcionará elementos que, seguramente, nos permitirán confirmar o no este extremo, por lo que se refiere a esta última zona. En cambio, como puede observarse en el mapa de la figura 7.1, los únicos datos de que disponemos, en la actualidad, relativos a trayectorias que crucen la parte más meridional de la cuenca mediterránea, son los de los pares KEG-MEB (Fig. 7.8) y KEG-MDT (Fig. 7.9), por lo que no sería posible contrastar los resultados obtenidos. No obstante, conviene mencionar que las menores atenuaciones en los niveles superiores y el inicio de la astenosfera, alrededor de los 100 km de profundidad para KEG-MDT, son coherentes con el hecho de que esta trayectoria discurre principalmente por el norte de Africa, a través de una zona de carácter continental.

De acuerdo con los resultados resumidos en la tabla 7.1, los modelos de Q_β^{-1} sugieren un límite superior de la astenosfera a una profundidad de unos 77 km en las estructuras obtenidas para los pares BGY-KEG y KEG-TTE (Figs. 7.2 y 7.3). Algo más profunda comenzaría la astenosfera, hacia los 95 km, en los modelos deducidos para los pares AQU-KEG y BNI-KEG (Figs. 7.4 y 7.5) y, quizás, a unos 110 km, en el caso del par KEG-VSL (Fig. 7.6). Estos resultados reflejarían el hecho de que estas últimas trayectorias atraviesan zonas de la cuenca mediterránea, como el arco Helénico, el Peloponeso o el arco de Sicilia-Calabria, bajo las cuales la tomografía elástica (§6.4) y la regionalización (§6.3) habían puesto de manifiesto un límite superior de la astenosfera más profundo. El modelo anelástico deducido para el par KEG-PAB (Fig. 7.7), aunque muy poco contrastado, sugiere que la astenosfera comenzaría hacia unos 77 km de profundidad. Dado que esta trayectoria atraviesa buena parte del Mediterráneo, este resultado estaría dando cuenta de lo que el estudio de la estructura elástica ha evidenciado como la profundidad media de la astenosfera en la cuenca mediterránea. Finalmente, el modelo obtenido para el par KEG-MEB (Fig. 7.8) no parece definirse en este aspecto, aunque lo cierto es que la calidad de los kernels no es especialmente buena, por lo que dejaríamos en suspenso cualquier conclusión. Los intervalos de profundidades para los que puede considerarse que los modelos están bien resueltos, aunque varían de uno a otro, de acuerdo con los rangos de periodos analizados, nos proporcionan un margen de confianza razonable acerca de la posición deducida para el límite superior de la astenosfera, cuando ello ha sido posible.

7.2.2 Segundo grupo: trayectorias que parten de la estación PAB

El segundo grupo está constituido por un abanico de trayectorias que parten de la estación de San Pablo (PAB), en España. Observemos en el mapa (Fig. 7.1) que los círculos máximos que unen esta estación con TTE, BGY, AQU y VSL discurren, en su totalidad o en su mayor parte, por el Mediterráneo occidental, por lo que estos nuevos resultados deberían permitirnos corroborar o no las características atenuativas que para esta zona apuntaban algunos datos del grupo anterior. Sólo la trayectoria KEG-PAB (Tabla 7.1), que pertenecía también al primer grupo, atraviesa buena parte de la cuenca mediterránea, de oeste a sudeste. Las figuras 7.9–7.13 muestran, para este conjunto de trayectorias, las curvas de atenuación empírica y teórica, el modelo de Q_β^{-1} deducido por inversión y la topografía de los kernels de resolución normalizados, asociados a los valores de Q_β^{-1} hallados para las diferentes capas del modelo. La tabla 7.2 resume, de manera análoga a como se hizo en §7.2.1, las características más destacadas de los resultados obtenidos para las trayectorias de este grupo.

Tabla 7.2 Características más relevantes deducidas para las trayectorias que parten de la estación PAB (segundo grupo)

<i>par</i>	<i>rango</i> γ (10^{-3} km^{-1})	Q_β^{-1} mín (10^{-3}) <i>Z (km)</i>	Q_β^{-1} máx (10^{-3}) <i>Z (km)</i>	<i>capa baja</i> <i>velocidad</i> <i>Z (km)</i>	<i>lím. sup.</i> <i>astenosfera</i> <i>Z (km)</i>	<i>rango T</i> (s)	<i>rango</i> <i>kernels</i> (km)
tte-pab	0.69-0.01	13.0 (208)	34.2 (86)	no	77	40-114	75-125
bgp-pab	0.39-0.12	2.2 (25)	21.0 (103)	no	$\approx 77?$	18-94	20-175
aqu-pab	1.91-0.71	15.8 (42)	153 (103)	$\approx 25?$	77	14-120	0-200
vsl-pab	0.70-0.09	5.4 (15)	14.6 (86)	$\approx 42?$	77	16-86	20-120

El aspecto más relevante es que los valores de los coeficientes de atenuación aparente son, en todos los casos, excepto AQU-PAB (Tabla 7.2), significativamente inferiores, y especialmente hasta los 50–60 s de periodo, a los determinados para las cuatro primeras trayectorias del grupo anterior, las que unían la estación KEG con BGY, TTE, AQU y BNI, a través, principalmente, del Mediterráneo oriental (Tabla 7.1). Sensiblemente menores son, también, tanto los valores de Q_β^{-1} deducidos en los niveles superiores, como los respectivos valores máximos.

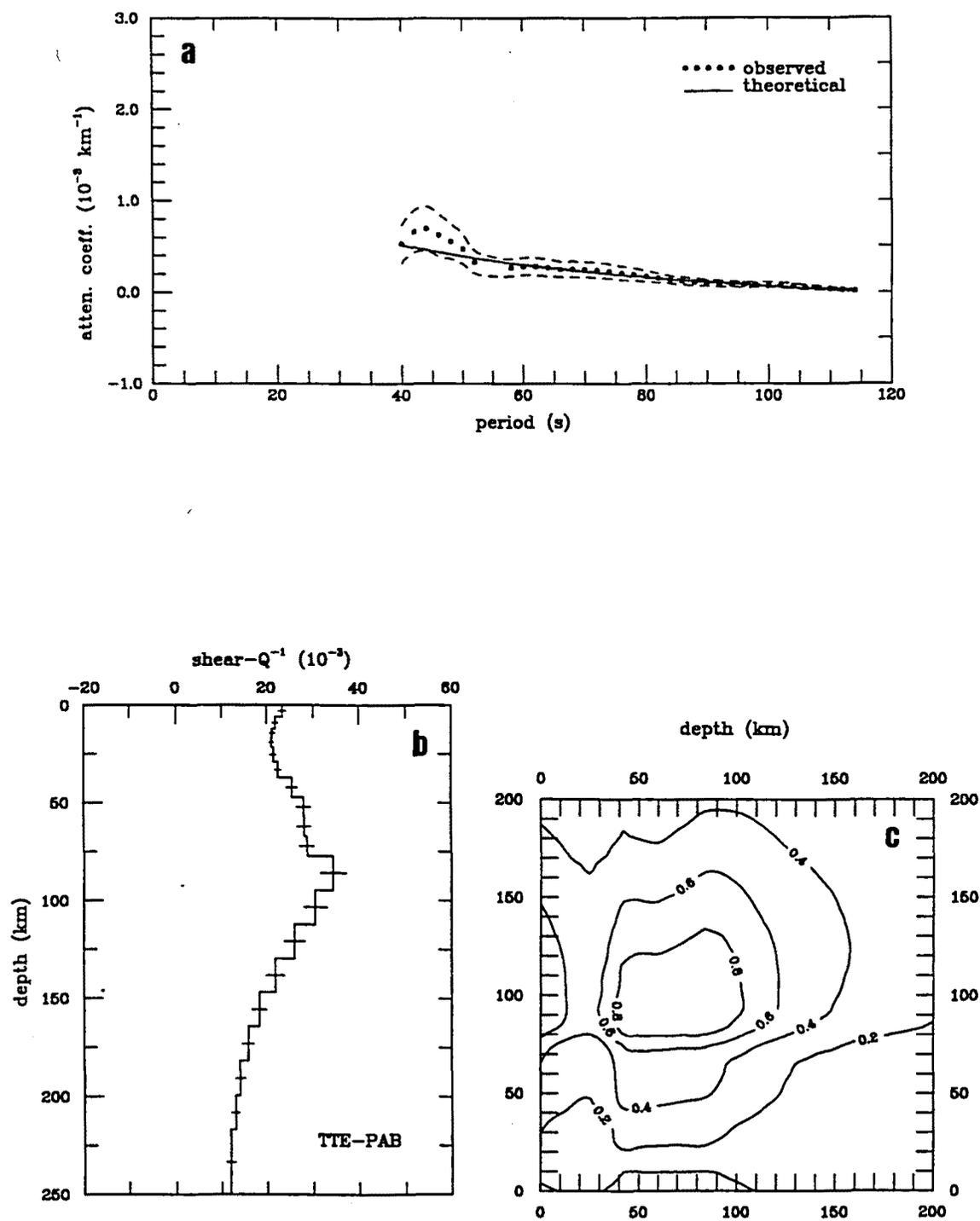


Fig. 7.10 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par TTE-PAB; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

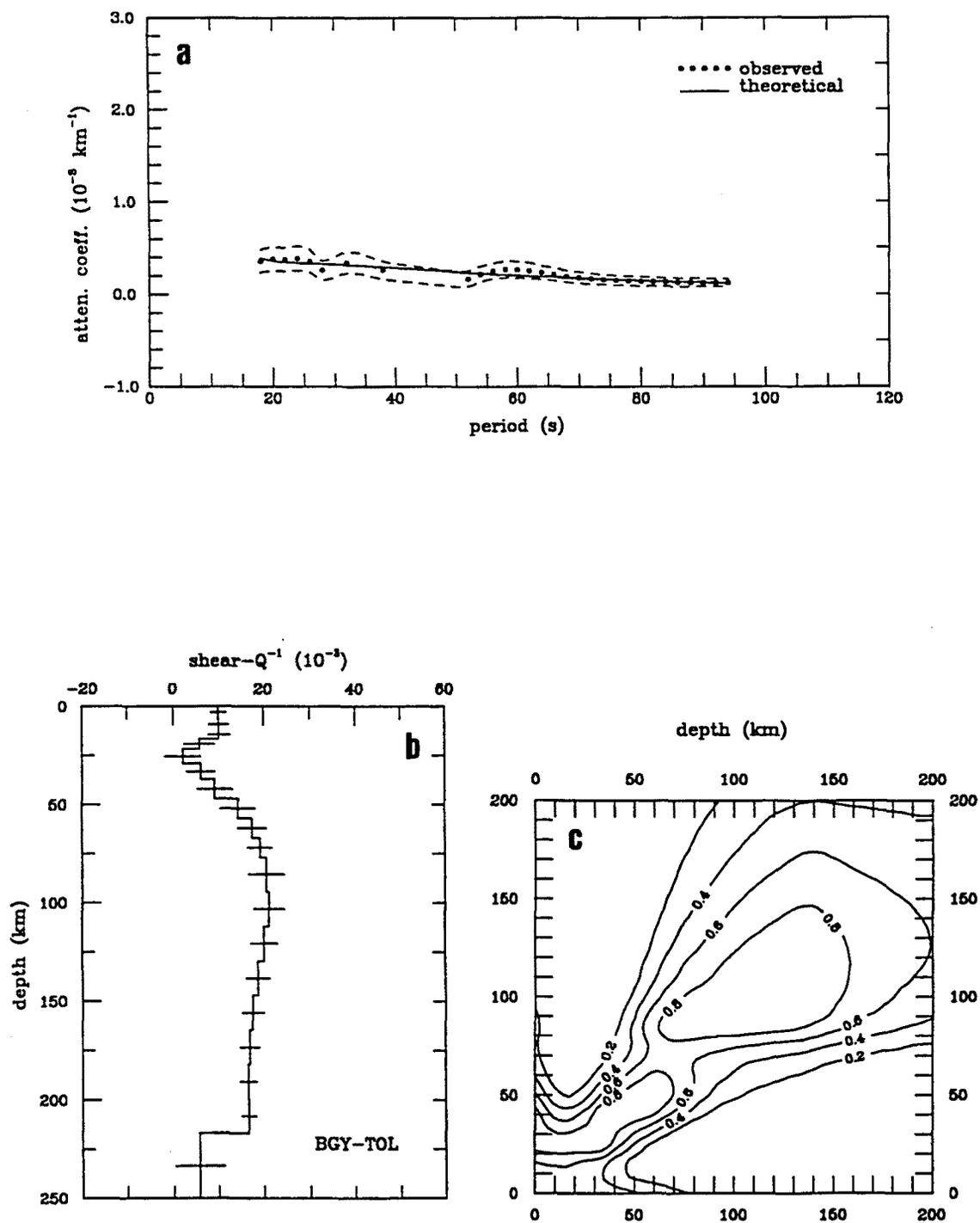


Fig. 7.11 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par BGY-TOL; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

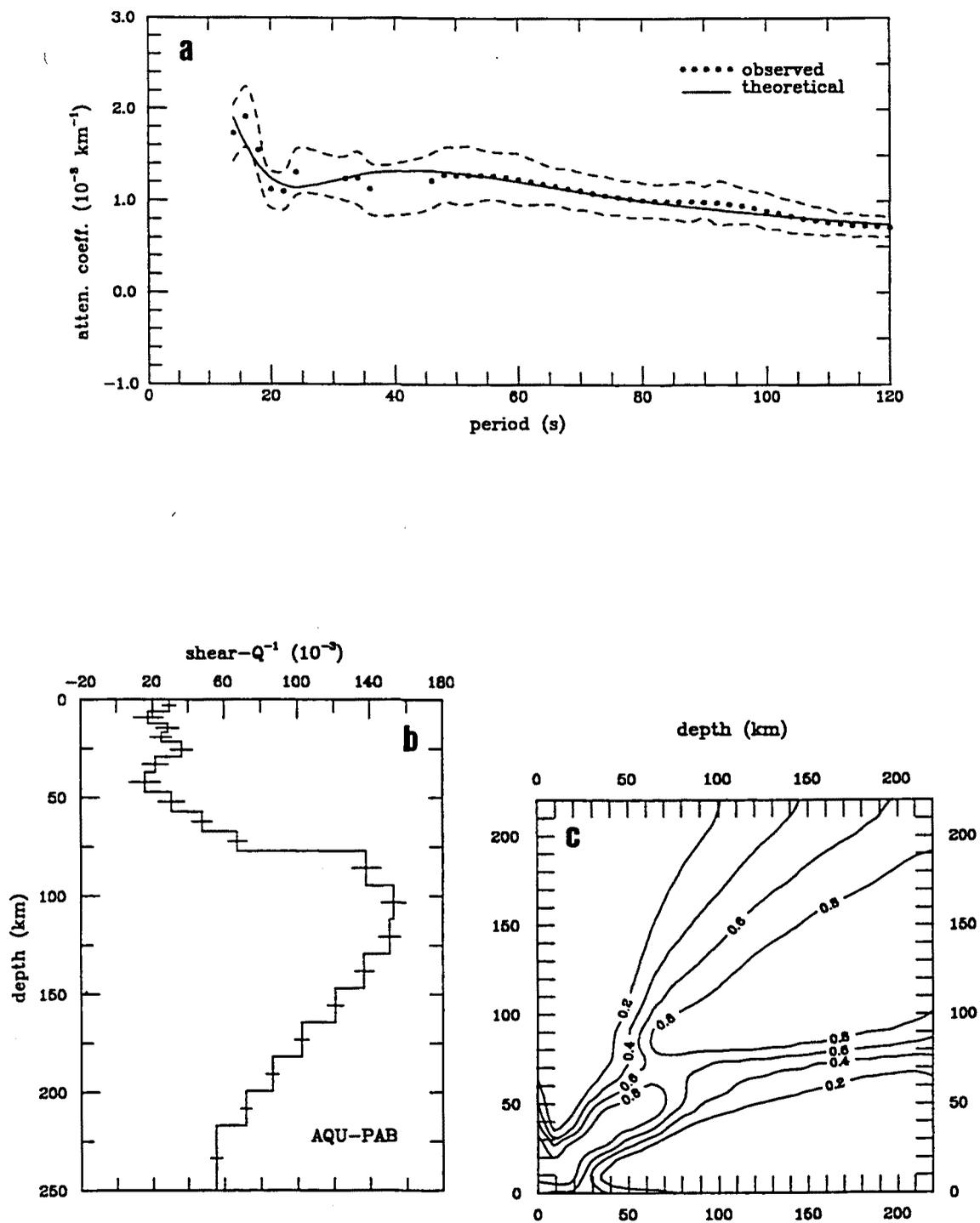


Fig. 7.12 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-PAB; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

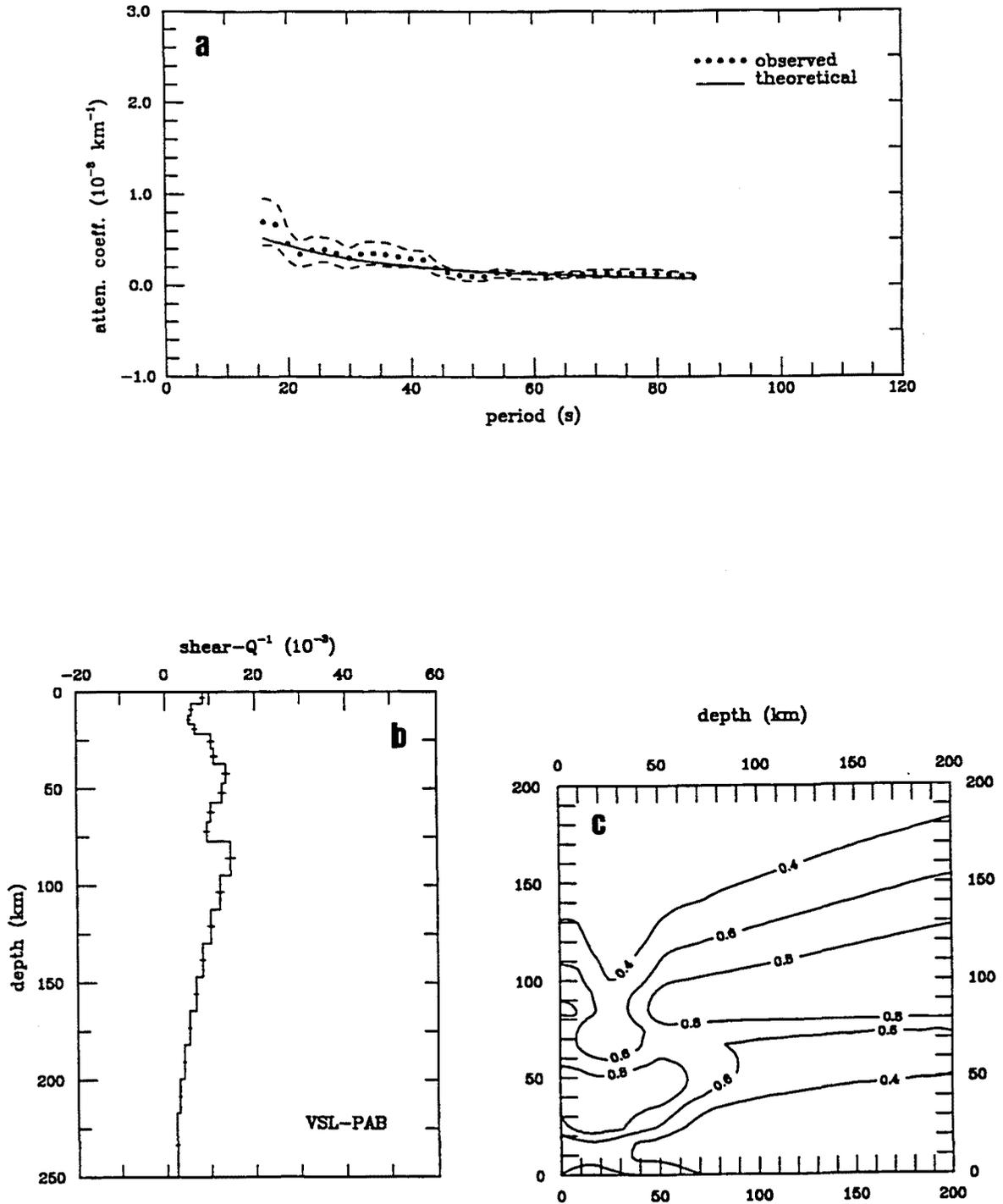


Fig. 7.13 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par VSL-PAB; (b) modelo Q_p^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

Los rangos de valores de γ y de Q_β^{-1} , que son esencialmente similares a los hallados para las cuatro últimas trayectorias del primer grupo, apuntarían, pues, en el sentido de sugerir una menor atenuación en el Mediterráneo occidental que en el oriental, lo cual es coherente con la distribución de velocidades de cizalla deducida de la tomografía elástica (§6.4) que, recordemos, detectaba las mayores anomalías positivas de la velocidad en la parte occidental de la cuenca mediterránea, mientras que las principales anomalías negativas se daban en su sector oriental, anomalías que eran especialmente notables hasta unos 50–60 km de profundidad. Seguramente, el hecho de que los menores valores de Q_β^{-1} sean los obtenidos para el par VSL-PAB (Fig. 7.13) estaría relacionado con que esta trayectoria atraviesa justamente la zona de velocidades más altas, entre las islas de Córcega y Cerdeña y la península Ibérica.

En este segundo grupo, una excepción nos ha llamado poderosamente la atención, y son los resultados hallados en el caso del par AQU-PAB (Fig. 7.12). Los valores de los coeficientes de atenuación aparente, en todo el rango de periodos analizado, son extremadamente altos, en relación al resto de trayectorias (Tabla 7.2). También lo elevado de los valores de Q_β^{-1} resulta difícilmente asumible. Lo cierto es que lo extraordinario de estos resultados y su enorme discrepancia con lo deducido para los demás pares, algunos de ellos asociados a trayectos relativamente próximos, nos hace dudar seriamente de su verosimilitud y nos lleva a pensar, quizás, en la posibilidad de eventuales disfunciones de los sensores de alguna de las estaciones, lo que habría dado lugar a determinaciones erróneas de los valores de γ .

Por lo que se refiere a la posición del límite superior de la astenosfera, se detecta, en todos los casos, con mayor o menor claridad, hacia los 77 km de profundidad (Tabla 7.2). Ello se corresponde con lo que ha sido deducido, en general, para la parte más occidental de la cuenca mediterránea, tanto a partir de la tomografía elástica (§6.4), como de los modelos elásticos regionales (§6.3). De acuerdo con los kernels de resolución, los intervalos de profundidades para los cuales puede considerarse que los modelos de Q_β^{-1} están bien resueltos nos otorgan un razonable margen de confianza acerca de la fiabilidad de la posición encontrada para el límite superior de la astenosfera, excepto, tal vez, en el caso del modelo obtenido para el par TTE-PAB (Fig. 7.10).

7.2.3 Tercer grupo: trayectorias que parten de la estación MDT

Este tercer grupo está constituido por las trayectorias que unen la estación de Midelt (MDT), en Marruecos, con TTE, BGY, AQU y VSL. El par KEG-MDT ya había sido considerado en el primer grupo. Observemos en el mapa (Fig. 7.1) que estas cuatro trayectorias, al igual que las del segundo grupo, discurren, en su totalidad o en su mayor parte, a través del Mediterráneo occidental. En las figuras 7.14–7.17 se muestran las correspondientes curvas de atenuación empírica y teórica, el modelo de Q_β^{-1} deducido por inversión y una topografía de los kernels de resolución normalizados, asociados a los valores de Q_β^{-1} hallados para las diferentes capas del modelo. La tabla 7.3 resume las características más relevantes de los resultados obtenidos para las trayectorias entre pares de estaciones que componen este grupo.

Los nuevos resultados parecen corroborar lo que se ha deducido anteriormente, por lo que se refiere a las características atenuativas de los niveles superiores en la parte occidental de la cuenca mediterránea, puesto que podemos constatar que los valores correspondientes de los coeficientes de atenuación aparente, γ , y , también, los valores de Q_β^{-1} (Tabla 7.3) están esencialmente en concordancia con los que habíamos encontrado, tanto para las cuatro últimas trayectorias del primer grupo (Tabla 7.1), como para las del segundo grupo (Tabla 7.2). La excepción la constituyen, por supuesto, los resultados correspondientes al par AQU-PAB, los cuales mostraban características, cuando menos, sorprendentes y, por este motivo, no serán tomados en consideración.

Tabla 7.3 Características más relevantes deducidas para las trayectorias que parten de la estación MDT (tercer grupo)

<i>par</i>	<i>rango</i> γ (10^{-3} km^{-1})	Q_β^{-1} mín (10^{-3}) <i>Z (km)</i>	Q_β^{-1} máx (10^{-3}) <i>Z (km)</i>	<i>capa baja</i> <i>velocidad</i> <i>Z (km)</i>	<i>lím. sup.</i> <i>astenosfera</i> <i>Z (km)</i>	<i>rango T</i> (s)	<i>rango</i> <i>kernels</i> (km)
mdt-tte	0.58-0.10	2.9 (20)	24.0 (52)	no	¿40-50?	16-76	0-150
bgv-mdt	0.66-0.15	2.0 (25)	24.6 (86)	no	¿50-60?	12-60	0-125
aqu-mdt	0.72-0.24	4.1 (25)	37.5 (52)	no	¿40-50?	22-74	25-150
mdt-vsl	0.53-0.13	3.7 (9)	38.0 (156)	no	95	12-94	0-175

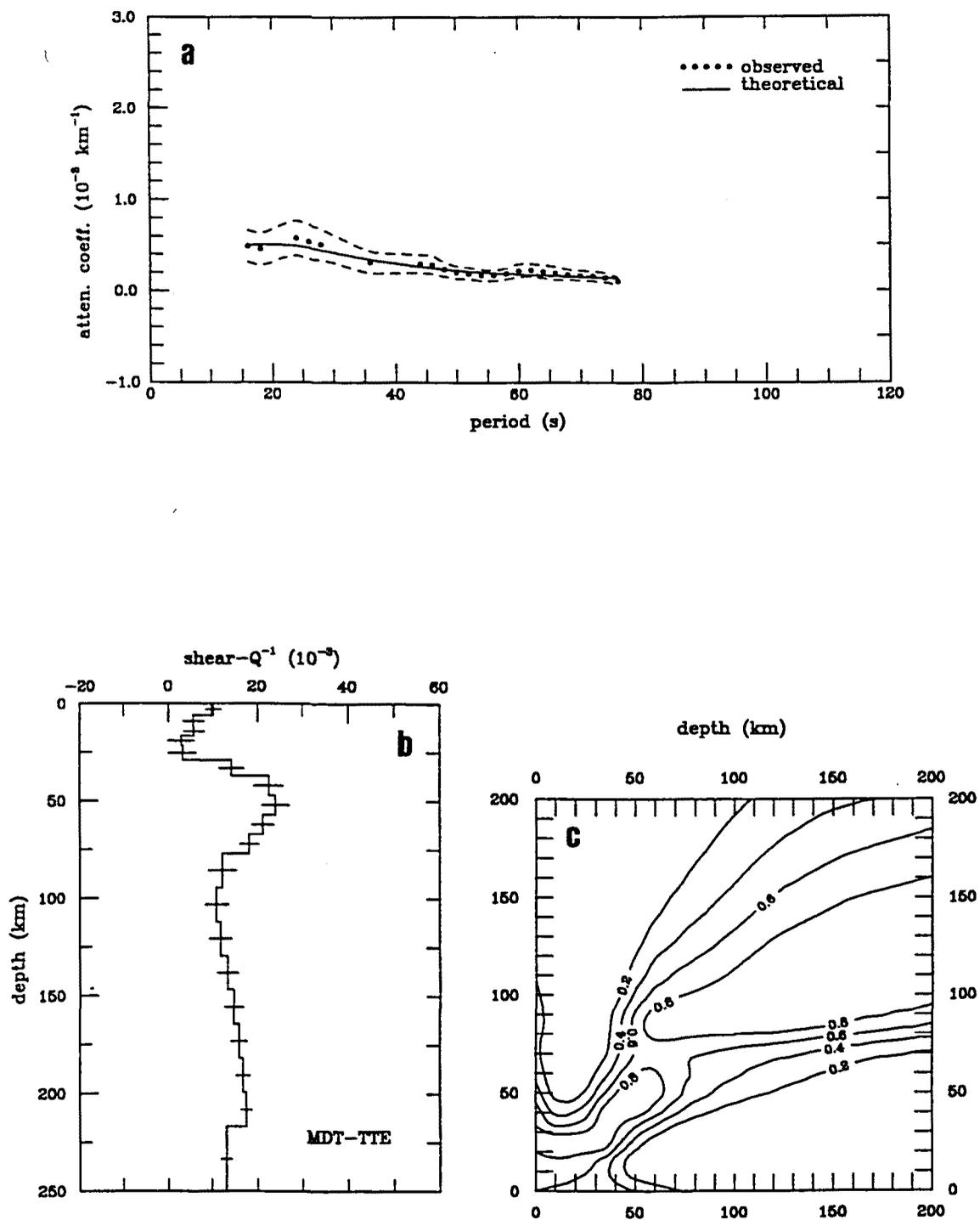


Fig. 7.14 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par MDT-TTE; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

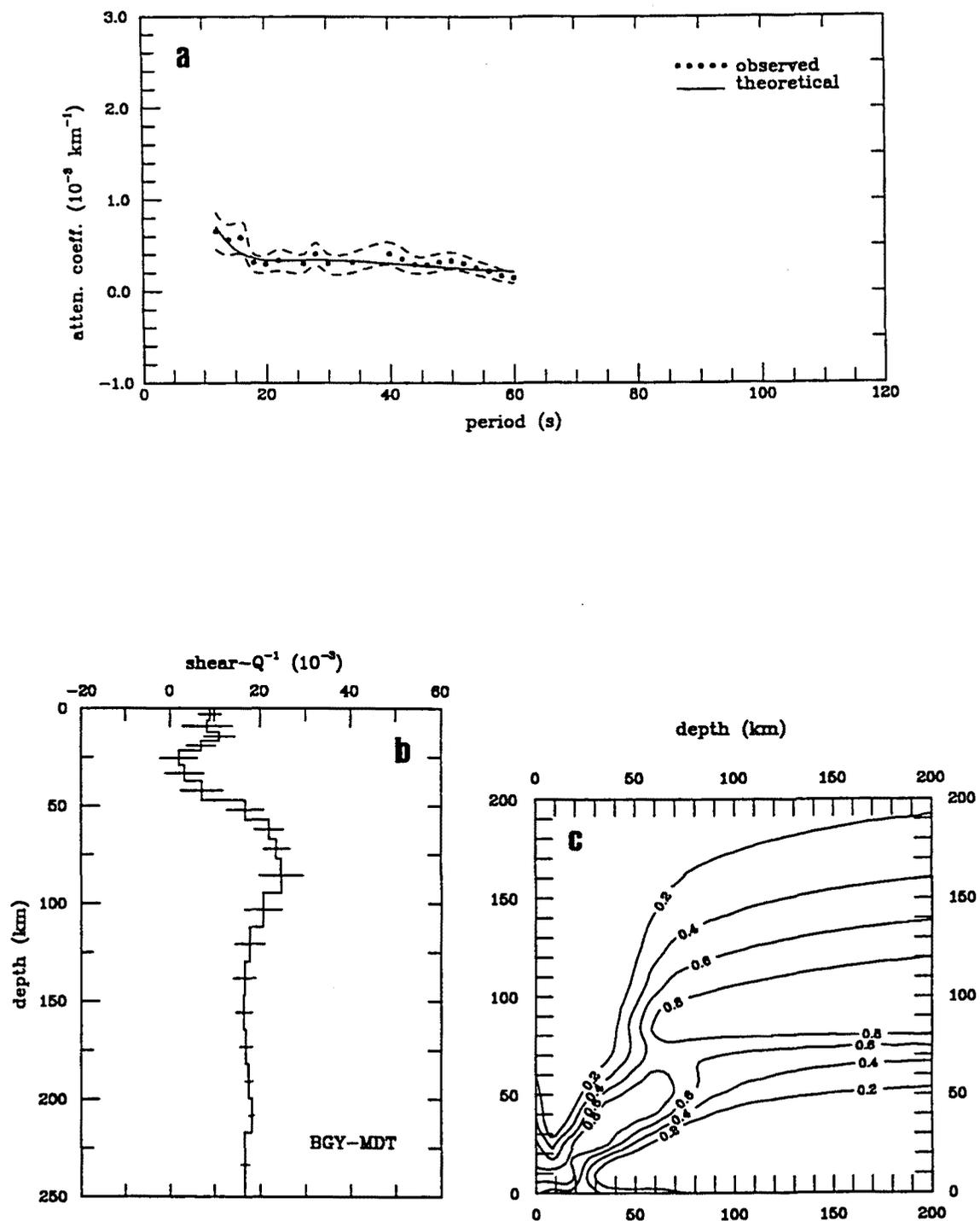


Fig. 7.15 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par BGY-MDT; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

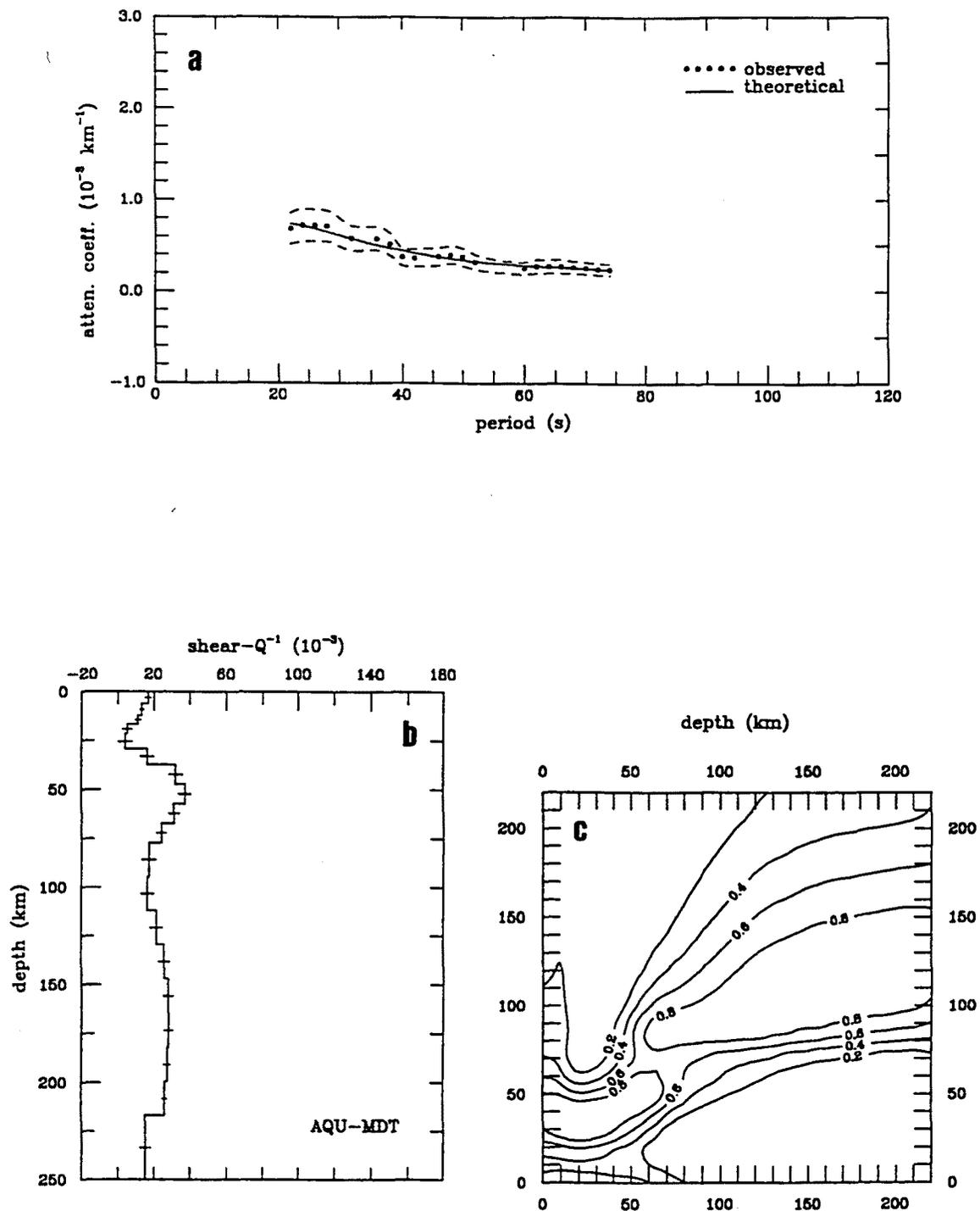


Fig. 7.16 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-MDT; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

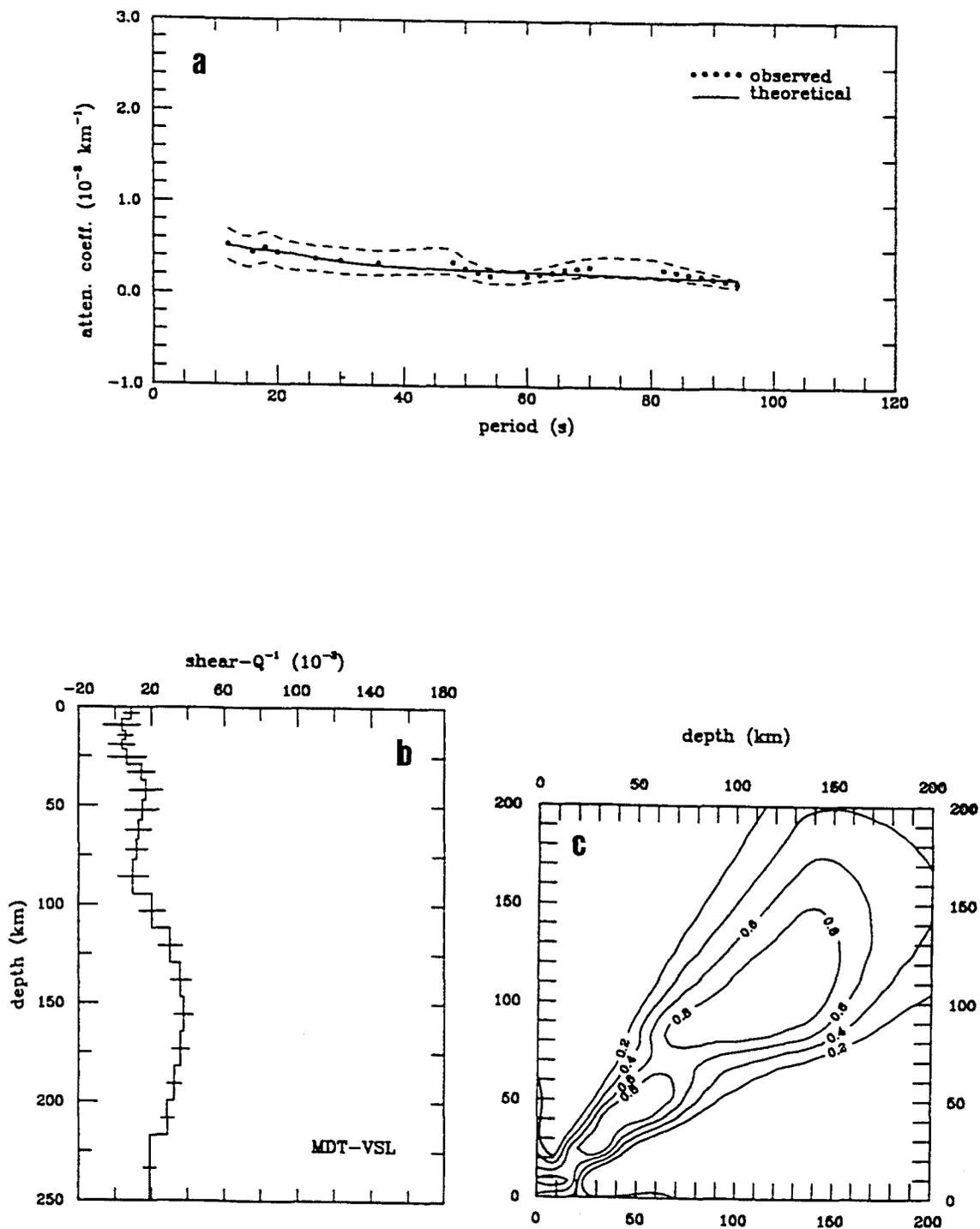


Fig. 7.17 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par MDT-VSL; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

El límite superior de la astenosfera se aprecia, con una cierta claridad, hacia unos 95 km de profundidad en el modelo de Q_β^{-1} obtenido para el medio entre MDT y VSL (Fig. 7.17). El hecho de que la profundidad sea mayor de la que se había determinado en otros casos para la parte occidental del Mediterráneo, tiene su explicación, seguramente, en que una buena parte de esta trayectoria discurre por el continente africano y, también, en la continuidad de las estructuras de carácter continental desde el norte de Africa hasta el bloque Córcega-Cerdeña (MARTÍNEZ and LANA, 1991). La buena resolución del modelo nos lleva a confiar en las características observadas.

Los modelos deducidos para los trayectos que unen MDT con TTE, BGY y AQU (Figs. 7.14–7.16) parecen apuntar que la zona de elevadas atenuaciones se habría desplazado a niveles bastante altos, superiores a los que, en principio, esperaríamos, a la luz de los resultados de la tomografía elástica. Es cierto que los trayectos BGY-MDT y AQU-MDT atraviesan el mar Tirreno, donde hay evidencias de una corteza en extremo delgada (CALCAGNILE and PANZA, 1990) y de una muy deficiente transmisión de las fases S_n (MELE *et al.*, 1997), lo cual sugiere la presencia de material astenosférico en los niveles superiores del manto. Por otra parte, el trayecto MDT-TTE atraviesa el sur del mar Balear, de carácter oceánico (BANDA *et al.*, 1980), y parte de la cuenca Liguro-Provenzal, cuyos márgenes son típicamente continentales, aunque hacia el centro, pasa a ser, asimismo, de carácter oceánico (PASCAL *et al.*, 1993). Si las características que acabamos de indicar son o no suficientes como para dar cuenta de lo deducido por nosotros, en promedio, a lo largo de estas trayectorias, es algo que nos parece aventurado afirmar.

En cualquier caso, un aspecto a tener en cuenta es que la resolución de los modelos es de calidad más que aceptable, cuando menos, en el rango de profundidades implicado. Además, es indudable que los tres modelos que acabamos de analizar presentan este rasgo común, una zona de elevada atenuación en niveles superiores, y que esta característica está ausente en el modelo deducido para el trayecto MDT-VSL, que no atraviesa el mar Tirreno, ni el mar Balear, ni la cuenca Liguro-Provenzal. Seguramente, sería de gran interés realizar, en el futuro, un estudio conjunto de la estructura elástica y anelástica de estas zonas con la ayuda de nuevos datos, con el propósito de corroborar, si fuese el caso, los resultados que aquí se apuntan.

7.2.4 Cuarto grupo: trayectorias entre MEB y BGY

El cuarto y último grupo se ha formado con un conjunto de trayectorias que definen un haz entre la estación de Medea (MEB), en Argelia, y la de Belgrado (BGY), en Yugoslavia, pasando por la isla de Cerdeña y el centro de Italia (Fig. 7.1). Analizamos, asimismo, dos pares, AQU-BNI y TTE-VSL, cuya adscripción a cualquiera de los grupos considerados nos ha parecido difícil. Las figuras 7.18–7.24 muestran las correspondientes curvas de atenuación empírica y teórica, el modelo de Q_β^{-1} deducido por inversión y una topografía de los kernels de resolución normalizados, asociados a los valores de Q_β^{-1} hallados para las diferentes capas del modelo. La tabla 7.4 resume las características más destacadas de los resultados obtenidos para los pares de estaciones que componen este grupo.

Tabla 7.4 Características más relevantes deducidas para las trayectorias clasificadas en el cuarto grupo

<i>par</i>	<i>rango γ</i> (10^{-3} km^{-1})	$Q_\beta^{-1} \text{ mín}$ (10^{-3}) <i>Z (km)</i>	$Q_\beta^{-1} \text{ max}$ (10^{-3}) <i>Z (km)</i>	<i>capa baja</i> <i>velocidad</i> <i>Z (km)</i>	<i>lím. sup.</i> <i>astenosfera</i> <i>Z (km)</i>	<i>rango T</i> (s)	<i>rango</i> <i>kernels</i> (km)
aqu-bgy	0.58-0.16	25.6 (19)	76.0 (86)	no	77	62-104	?
bgy-vsl	1.09-0.08	3.0 (173)	32.5 (86)	no	¿70?	18-80	25-175
aqu-vsl	2.03-0.05	27.2 (156)	69.6 (42)	?	¿40?	22-110	25-200
aqu-meb	1.85-0.86	12.7 (19)	170.0 (86)	no	77	14-110	0-150
meb-vsl	1.36-0.03	1.0 (86)	52.0 (156)	42	95	40-120	80-150
aqu-bni	0.65-0.02	21.0 (208)	110.0 (95)	no	77	66-110	?
tte-vsl	1.36-0.12	5.4 (9)	45.3 (86)	?	¿50?	10-102	0-150

El primer aspecto relevante, por lo excepcional, son los resultados hallados para el medio entre las estaciones AQU y MEB (Fig. 7.21). Los valores de los coeficientes de atenuación aparente son muy elevados en todo el rango de periodos, pero, tal vez, lo que parece más inverosímil es lo elevado de estos valores para periodos altos. De hecho, la curva de atenuación aparente determinada para el par AQU-VSL (Fig. 7.20) también presenta valores altos de γ hasta unos 50–60 s de periodo, aunque estos valores decrecen rápidamente a periodos largos. El valor máximo de Q_β^{-1} en el modelo

obtenido para el par AQU-MEB parece, asimismo, bastante inverosímil, más aún si se observa su fuerte discrepancia con lo deducido para los restantes pares de estaciones y, en particular, para trayectorias tan próximas a ella como son AQU-VSL y MEB-VSL (Tabla 7.4).

Recordemos que, en el segundo grupo (§7.2.1), también se detectaron, en el caso de la trayectoria AQU-PAB (Fig. 7.12), atenuaciones y valores de Q_β^{-1} excepcionalmente elevados. Una consulta a las tablas 5.3 y 5.4 nos lleva a constatar que de los siete eventos considerados entre ambos pares (AQU-MEB y AQU-PAB), seis corresponden a la misma época, octubre y noviembre de 1992. Quizás no sea en exceso aventurado pensar en alguna eventual disfunción de la estación AQU durante ese tiempo. Por otra parte, los resultados deducidos para los pares AQU-BGY (Fig. 7.18) y AQU-BNI (Fig. 7.23) creemos que tampoco deberían ser tomados en consideración, dada la deficiente calidad de la matriz de resolución, lo cual no nos sorprende demasiado, a la vista de lo corto del rango de periodos para el que ha sido posible determinar las curvas de atenuación aparente.

Este grupo incluye un par, AQU-VSL, cuyos resultados nos parecen de un especial interés, y es que la trayectoria entre AQU y VSL atraviesa, única y exclusivamente, el mar Tirreno. Las elevadas atenuaciones aparentes que se observan hasta unos 50–60 s de periodo, junto con el modelo anelástico deducido (Fig. 7.20), que muestra la zona de altos valores de Q_β^{-1} (con un máximo del orden de 70×10^{-3}), confinada a niveles poco profundos, alrededor de unos 40 km, serían testimonios del episodio distensivo que da lugar, en época muy reciente, a la apertura del mar Tirreno (PHILIP, 1988). Esta cuenca, en efecto, viene caracterizada por una litosfera muy delgada de tipo oceánico, con una edad, tan solo, de unos 8–10 Ma en su parte central (CALCAGNILE and PANZA, 1990). El modelo anelástico deducido para el par BGY-VSL (Fig. 7.19), con la zona de alta atenuación desplazada a niveles más profundos, tal vez, hacia unos 70 km, y con un valor máximo de Q_β^{-1} inferior (del orden de 35×10^{-3}), daría cuenta de que esta trayectoria atraviesa, además del mar Tirreno, la península Italiana, el Adriático y parte de la antigua Yugoslavia, zonas éstas donde nuestros resultados sugieren una astenosfera bastante profunda y una elevada atenuación en los primeros 40 km, aunque, en modo alguno, tan alta como la deducida para el mar Tirreno.

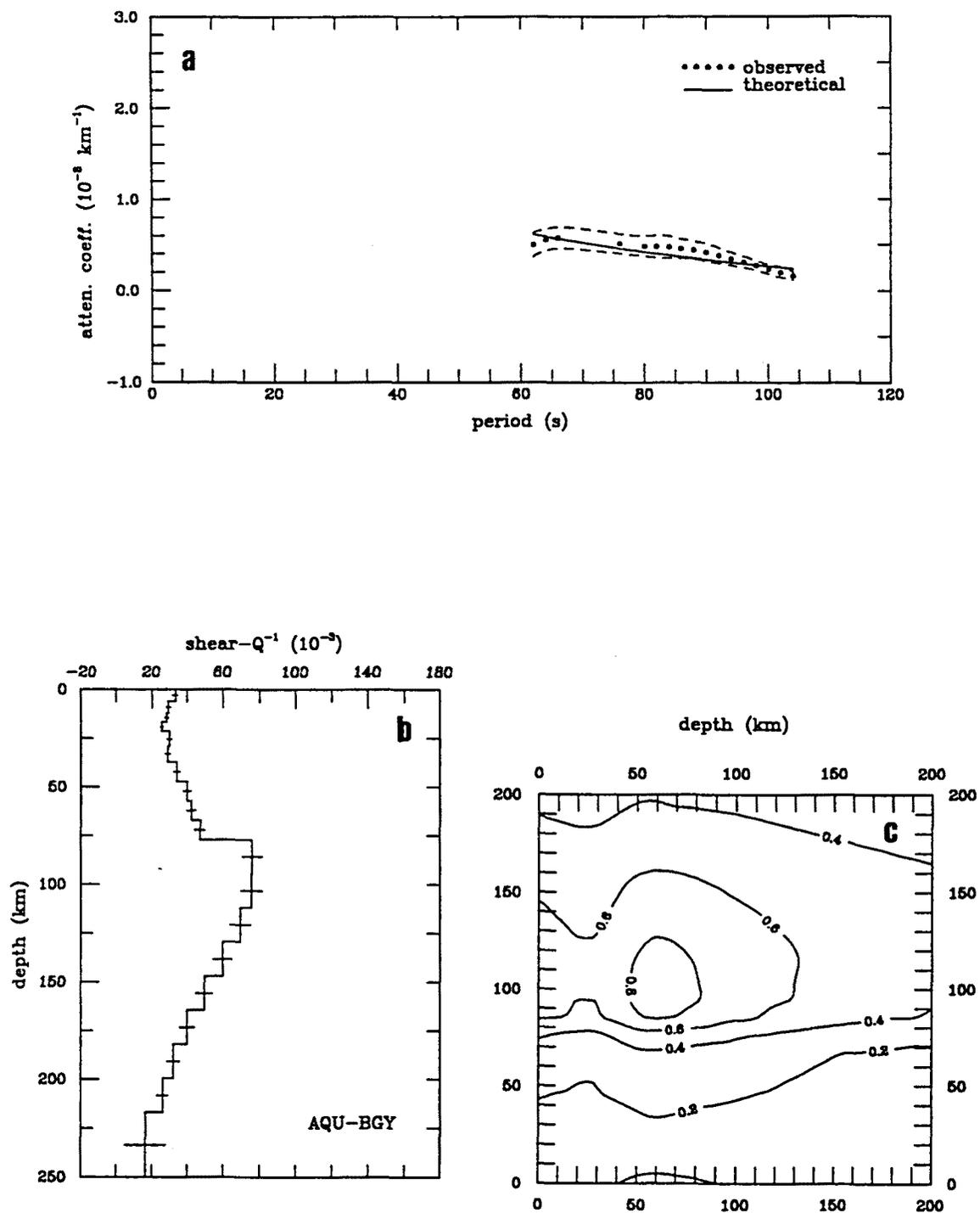


Fig. 7.18 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-BGY; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

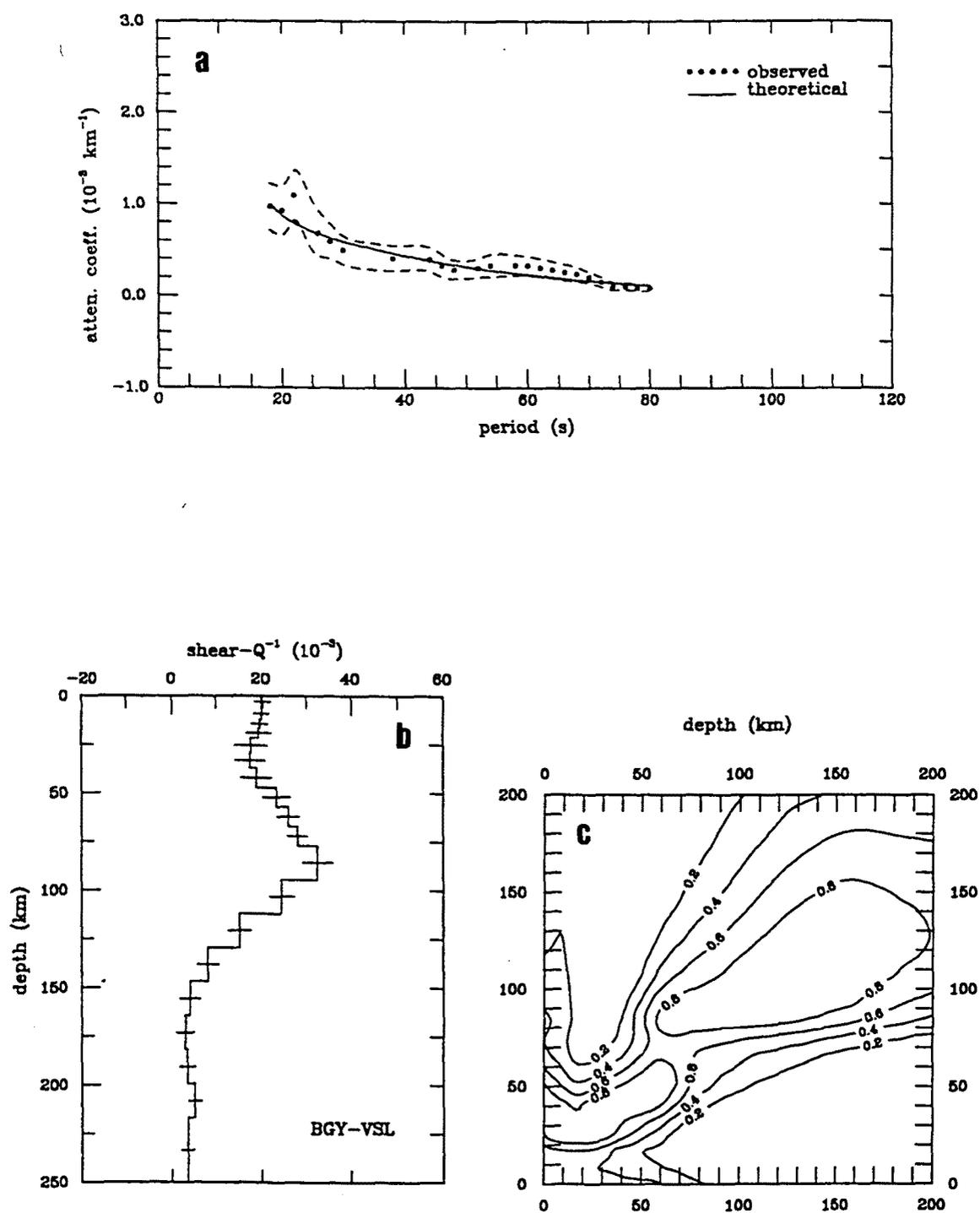


Fig. 7.19 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par BGY-VSL; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

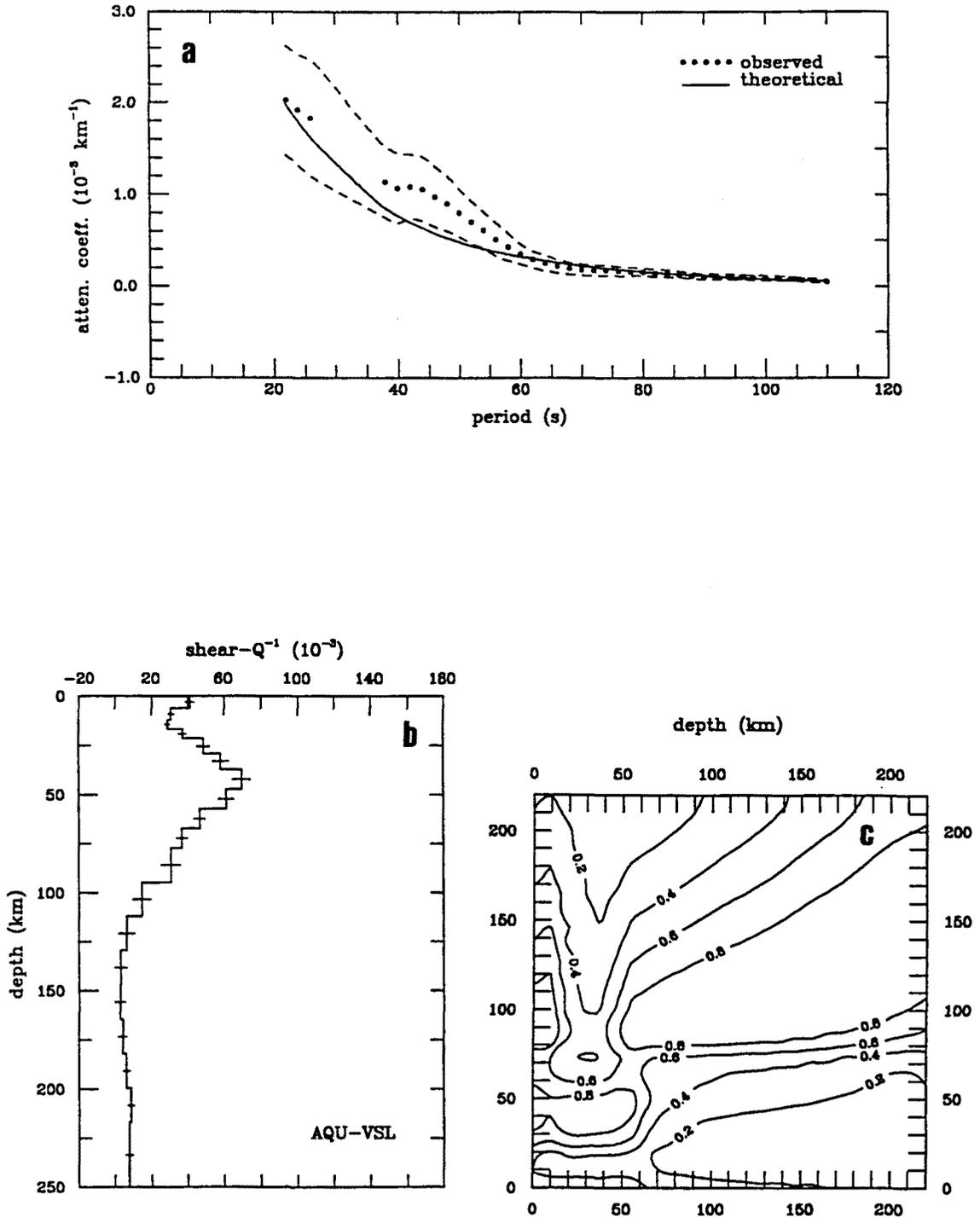


Fig. 7.20 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-VSL; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

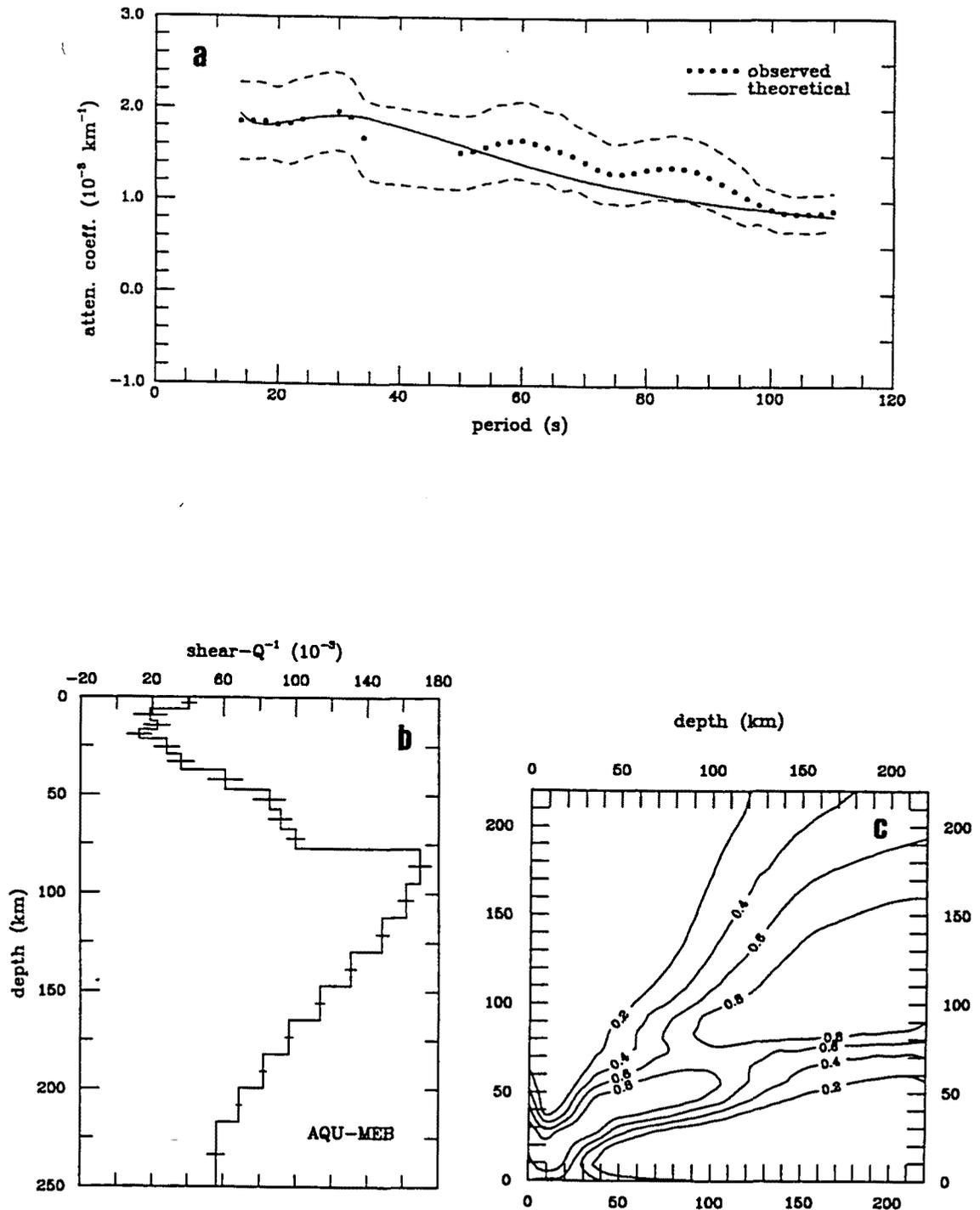


Fig. 7.21 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-MEB; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

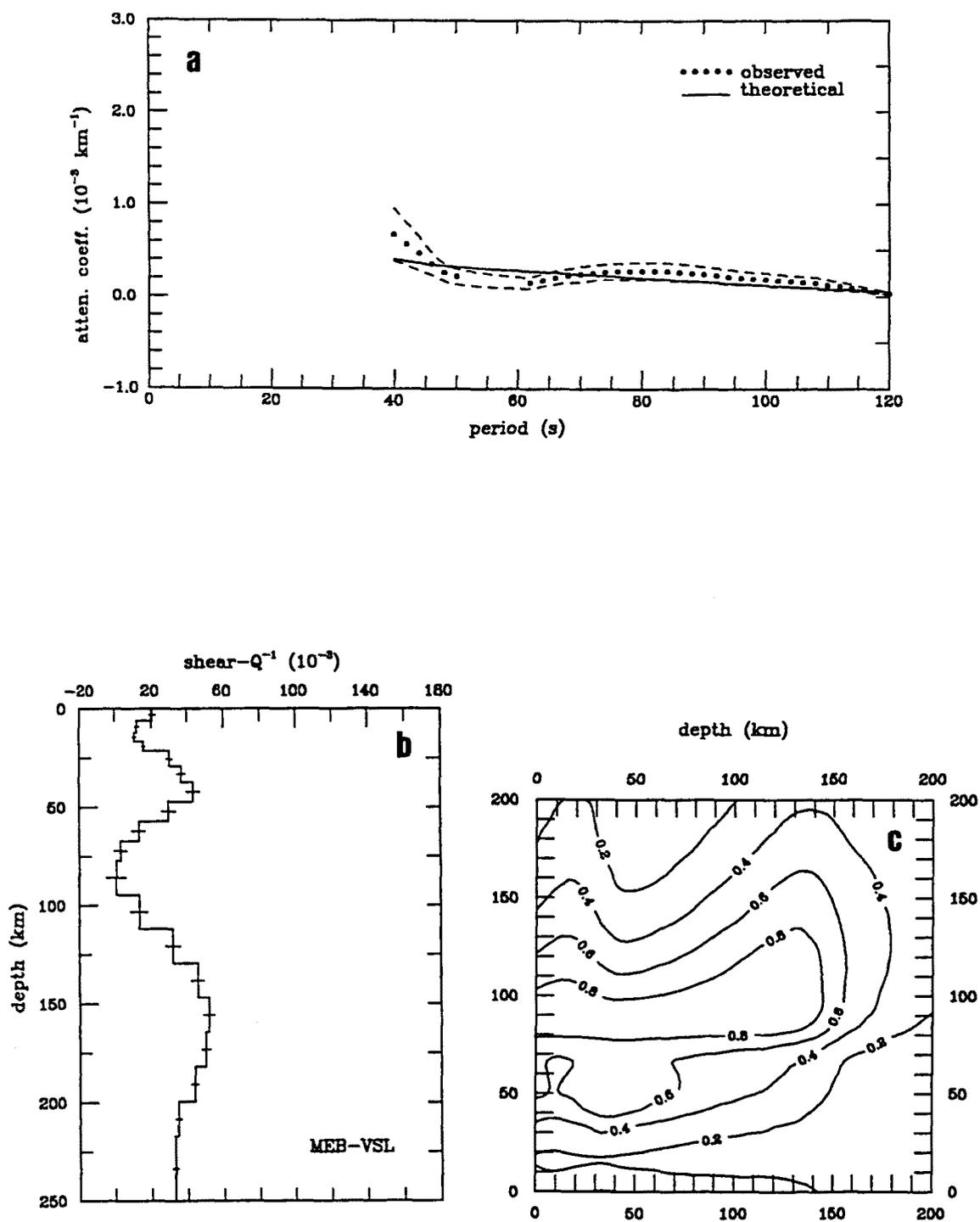


Fig. 7.22 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par MEB-VSL; (b) modelo Q_b^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

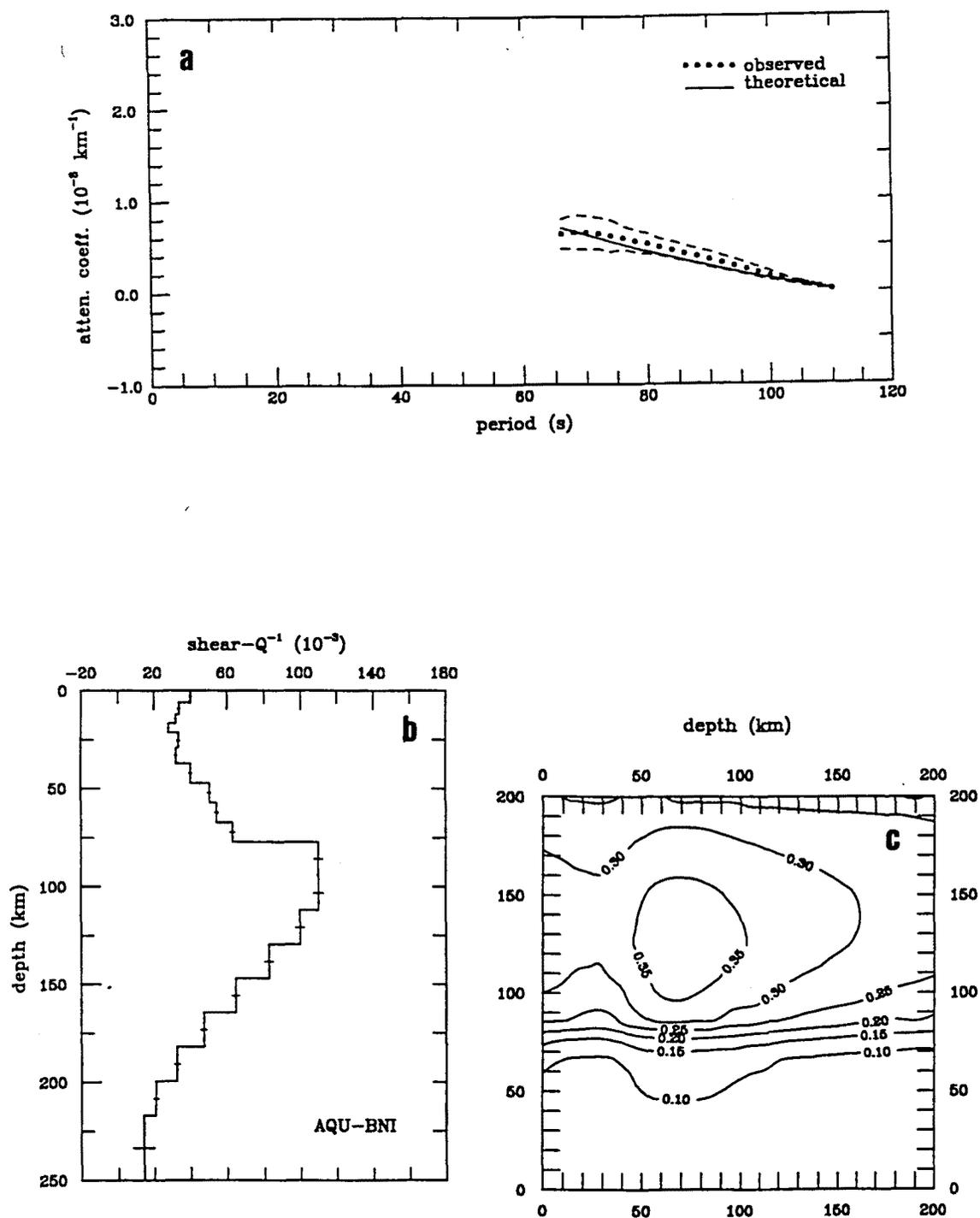


Fig. 7.23 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-BNI; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

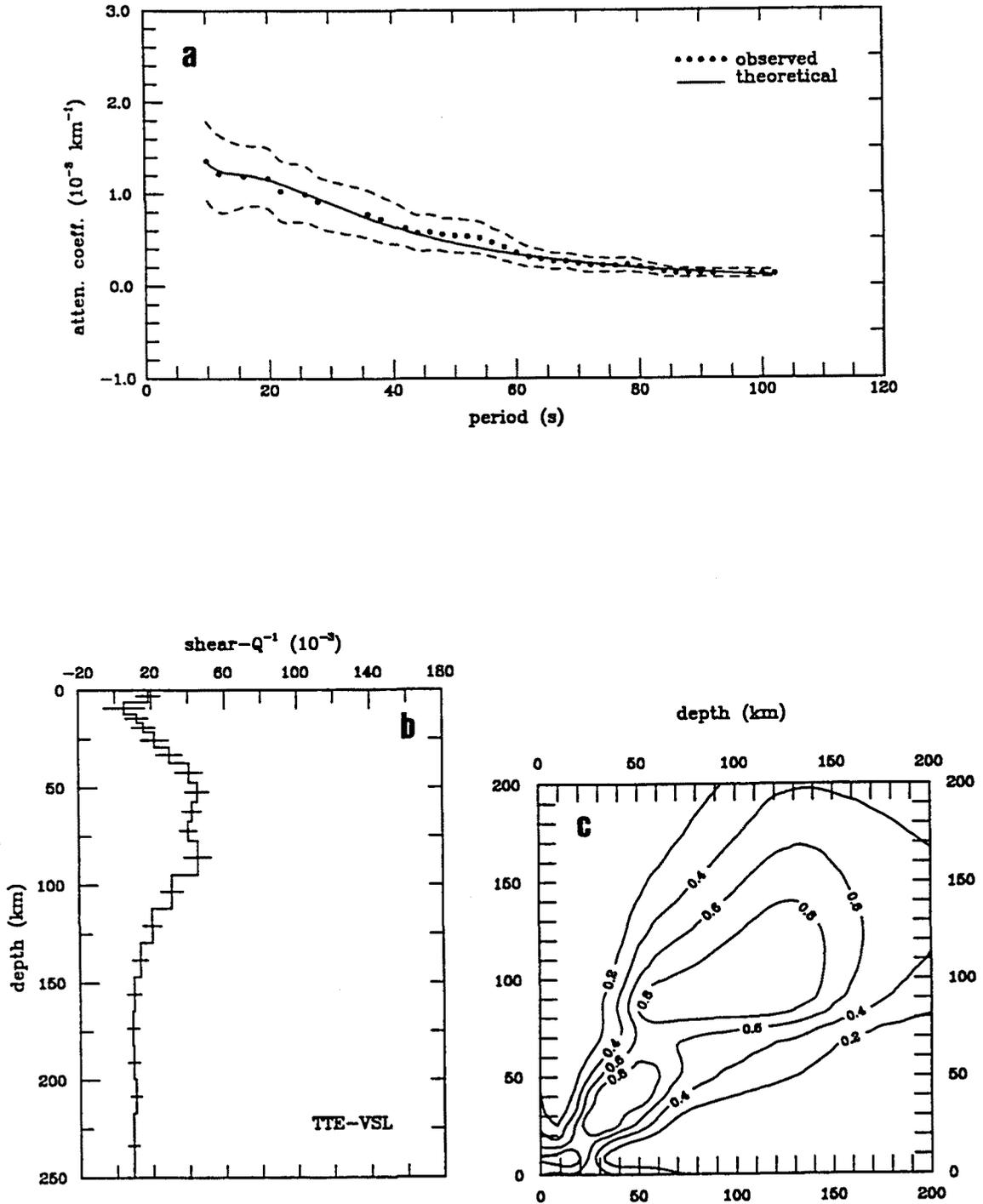


Fig. 7.24 (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par TTE-VSL; (b) modelo Q_{β}^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

Por su parte, el modelo anelástico hallado para el par MEB-VSL (Fig. 7.22) muestra una astenosfera situada hacia unos 95 km de profundidad, lo cual concuerda con lo deducido para una trayectoria que discurre, en parte, muy cercana a ella, la que une MDT con VSL (Fig. 7.17), aunque, para esta última, que tiene una buena parte de su recorrido a través del continente africano, los valores de Q_β^{-1} son siempre inferiores. Finalmente, los resultados obtenidos para el par TTE-VSL (Fig. 7.24) sugieren una zona de elevada atenuación que se iniciaría hacia unos 50 km de profundidad, con un máximo de 45×10^{-3} , lo cual estaría relacionado con las características atenuativas de la cuenca del mar Tirreno, que esta trayectoria atraviesa.

7.3 Resumen

Este capítulo ha presentado los resultados de nuestro estudio de la estructura anelástica de la cuenca del mar Mediterráneo. Los datos empíricos en que se ha basado esta parte del trabajo son los valores de los coeficientes de atenuación aparente del modo fundamental de las ondas de Rayleigh, determinados mediante el método de las dos estaciones para un conjunto de trayectorias que atraviesan la cuenca mediterránea. De la inversión estocástica de estas curvas de atenuación aparente se han deducido modelos 1D del inverso del factor de calidad intrínseco de las ondas de cizalla para el medio entre cada uno de los pares de estaciones considerados.

Del análisis de los resultados obtenidos se desprende una primera conclusión de gran relevancia, y es que el estudio de la estructura anelástica viene a confirmar las notables diferencias estructurales entre los sectores oriental y occidental del Mediterráneo que el estudio de la estructura elástica había puesto de manifiesto. En este sentido, merece ser resaltado, sin duda, que los valores más altos del coeficiente de atenuación aparente, hasta unos 50-60 s de periodo, se han obtenido justamente en la zona del Mediterráneo oriental para la cual se hallaron las menores velocidades de grupo. Análoga correlación se ha observado, en este mismo rango de periodos, entre los menores valores de los coeficientes de atenuación y las mayores velocidades de grupo detectadas en el Mediterráneo occidental. En los niveles superiores, pues, hasta unos 50-60 km de profundidad, la atenuación es, en general, más elevada en el Mediterráneo oriental que

en el occidental, lo cual es consistente con la distribución de velocidades de cizalla deducida de la tomografía elástica. En relación a la profundidad a la que se detecta la zona de alta atenuación asociada a la astenosfera, existe acuerdo, asimismo, en líneas generales, con lo establecido a partir de la tomografía elástica. A este respecto, es interesante resaltar que algunos de los modelos anelásticos deducidos nos ofrecen evidencias de los episodios distensivos que han dado lugar a la formación, en el Mediterráneo occidental, de cuencas neógenas, como la del mar Tirreno o la cuenca Liguro-Provenzal. Tan solo apuntar, finalmente, que el rango de profundidades para el que los modelos anelásticos están bien resueltos varía sensiblemente de unos a otros, dependiendo del intervalo de periodos analizado, aunque, en bastantes casos, abarca desde los primeros kilómetros hasta unos 175-200 km de profundidad, lo cual nos permite contemplar con un razonable margen de confianza los resultados que se han deducido de este estudio.

8 Síntesis y conclusiones

8.1 Introducción

El último capítulo de esta memoria va a presentar un breve resumen de lo que ha sido este trabajo y de sus conclusiones. Cómo se planteó la posibilidad de llevar a cabo este estudio; cuáles fueron los objetivos que, en su día, nos fijamos; la selección de los datos que hemos utilizado; los caminos que hemos seguido para la realización del trabajo; las conclusiones que de su desarrollo es posible extraer, tanto por lo que se refiere a los propios resultados obtenidos, como a la metodología aplicada, y el esbozo de posibles investigaciones futuras que, a la luz de lo realizado hasta el momento, pueden apuntarse, son los aspectos que vamos a abordar.

8.2 Síntesis

La estructura elástica de la región mediterránea ha venido siendo objeto de estudio desde hace ya unas décadas y, ciertamente, son numerosos los trabajos que sobre este particular, y desde puntos de vista muy diversos, están siendo publicados durante los últimos años. La situación no es similar, sin embargo, en relación a la estructura anelástica de la cuenca mediterránea, a la cual no se le ha dedicado una especial atención. No son frecuentes, en ninguno de los dos casos, los estudios basados en las propiedades de las ondas superficiales y, de cualquier modo, sea cual sea la

metodología aplicada, los resultados que podemos hallar en la literatura se refieren, muy a menudo, a zonas concretas y reducidas de este área geográfica, o bien que exceden ampliamente su extensión. Es por este motivo que nos pareció que resultaría del mayor interés plantear la realización de un estudio tomográfico, tan pormenorizado como fuera posible, de la estructura elástica y anelástica de la cuenca mediterránea, a partir del análisis de la propagación y la atenuación de las ondas Rayleigh.

Durante la fase de proyecto de este trabajo, se barajaron diversas posibilidades, tanto por lo que se refiere a las estaciones sísmicas a considerar, como a las estrategias a seguir. El interés que la obtención de los registros digitales de las estaciones *very-broad-band* participantes en el proyecto MEDNET tendría para la realización de nuestro estudio fue claro desde un primer momento. Ahora bien, el número y distribución de las estaciones de la red y su periodo de operación que, aún hoy, es bastante pequeño, ocasionaban que el cubrimiento de la cuenca mediterránea proporcionado por el método de las dos estaciones no fuera todo lo denso y homogéneo que sería deseable. Por ello, se pensó en completar nuestra base de datos con los registros de las estaciones de la red standard (WWSSN) instaladas en países mediterráneos. Desgraciadamente, algunas de estas estaciones habían dejado de ser operativas hacía ya tiempo y las dificultades para obtener sus registros eran notables, lo que nos llevó a desechar esta opción.

Existía un procedimiento alternativo, no para el estudio de la estructura anelástica, puesto que no podemos determinar de otra forma los coeficientes de atenuación, si los mecanismos focales no son perfectamente conocidos, sino para el de la estructura elástica. Dado que la actividad sísmica de la región mediterránea es notable y que la sismicidad se encuentra ampliamente distribuida, afectando a extensas zonas, el cubrimiento que resultaría de considerar eventos ocurridos en la propia cuenca mediterránea, registrados en las estaciones MEDNET, seguramente sería mucho mejor. Ello permitiría investigar la estructura elástica a partir de las velocidades de grupo aparentes determinadas para una estación, aunque supondría renunciar al cálculo de velocidades de fase, por las dificultades en conocer la fase inicial en la fuente.

Estábamos en la primavera de 1995, cuando el periodo de registro disponible de las estaciones MEDNET abarcaba de 1990 a 1993. El cubrimiento proporcionado por los

sismos regionales de esta época, cuyas características focales y de magnitud fueran las apropiadas, resultó ser suficientemente denso y homogéneo como para abordar, en aquel momento, un estudio detallado de la estructura elástica de la cuenca mediterránea. La investigación de la estructura anelástica se pospuso tanto como fue posible, hasta junio de 1997, cuando los datos disponibles llegaban a mayo de 1995, con el propósito de obtener registros para el máximo de pares de estaciones. Sin embargo, conviene recordar que nuestros estudios previos a este trabajo revelaron que, aún cuando un periodo suficientemente largo de operación regular de las estaciones MEDNET permitiera disponer de registros para todos los pares posibles, el cubrimiento proporcionado por el método de las dos estaciones no llegaría a tener las características del correspondiente a los sismos regionales. Para ello, se requeriría la instalación de nuevas estaciones en ubicaciones cuidadosamente elegidas con tal fin, especialmente, en las costas norteafricanas. No obstante, y con no ser el cubrimiento todo lo bueno que hubiéramos deseado, lo cierto es que los datos de que hemos podido disponer nos han permitido desarrollar un estudio de la estructura anelástica de la cuenca mediterránea del cual se han obtenido resultados del mayor interés.

La estructura elástica, como ya ha sido mencionado, se ha investigado a partir de las velocidades de grupo aparentes del modo fundamental de las ondas Rayleigh, obtenidas para un conjunto de trayectorias entre sismos y estaciones que atraviesan el mar Mediterráneo. El tratamiento de las señales sísmicas ha consistido en la aplicación, al tren de ondas Rayleigh, de diversas técnicas digitales de filtrado, el filtrado múltiple y el filtrado variable en el tiempo, con la finalidad de aislar el modo fundamental y de determinar sus correspondientes velocidades de grupo aparentes, para cada periodo de interés. Se analizaron cerca de 200 registros, de los cuales pudieron ser utilizados, finalmente, 107, que correspondían a 42 eventos regionales. A partir de las velocidades de grupo aparentes, y mediante la aplicación de la formulación de Yanovskaya, se han calculado las velocidades de grupo locales, independientes de las trayectorias. De acuerdo con el significado de los valores del poder de resolución, proporcionados por este procedimiento, se ha discretizado la cuenca mediterránea en celdas de un grado de latitud por un grado de longitud, para cada una de las cuales se ha definido una curva de dispersión local.

Tomando como punto de partida estas curvas de dispersión locales, se han seguido dos procedimientos distintos de análisis. Por una parte, se han aplicado algoritmos de *clustering*, con el propósito de llevar a cabo una regionalización objetiva de la cuenca mediterránea, de acuerdo, tan solo, con sus propiedades dispersivas. Para cada una de las regiones homogéneas así obtenidas, se han determinado las respectivas curvas de dispersión promediadas, cuya inversión ha permitido deducir los modelos elásticos representativos de cada región. Por otra parte, se ha realizado una tomografía elástica de la cuenca mediterránea, para lo cual se han invertido las cerca de 450 curvas de dispersión locales definidas para cada una de las celdas en que se ha discretizado el dominio. La interpolación de los modelos 1D correspondientes a cada celda proporciona un modelo 3D de la estructura elástica de la cuenca del mar Mediterráneo, que se muestra mediante diversos tipos de representación.

El estudio de la estructura anelástica se ha basado en los valores de los coeficientes de atenuación aparente del modo fundamental de las ondas Rayleigh, obtenidos para un conjunto de trayectorias sísmicas entre pares de estaciones que atraviesan el mar Mediterráneo. El tratamiento de las señales sísmicas ha consistido en la aplicación, a cada tren de ondas, de la técnica del filtro múltiple, con la finalidad de determinar las amplitudes espectrales del modo fundamental, a partir de las cuales, y mediante el conocido método de las dos estaciones, se han obtenido los coeficientes de atenuación aparente. Se analizaron 320 registros, de los cuales, finalmente, se utilizaron 160, correspondientes a 75 eventos, en su mayoría, a distancia media y larga. Con ello, ha sido posible disponer de datos para 23 pares de estaciones.

A diferencia de lo que sucedía en el caso precedente, las características del cubrimiento desaconsejan la definición de valores locales del coeficiente de atenuación, lo que imposibilita una regionalización objetiva, en términos de las propiedades atenuativas, y la realización de una tomografía, en el sentido de la desarrollada anteriormente. El procedimiento que se ha seguido ha consistido en la inversión de las curvas de atenuación aparente, lo que proporciona modelos 1D de la estructura anelástica del medio entre cada par de estaciones. Las distintas trayectorias consideradas se han clasificado en unos pocos grupos, atendiendo a criterios de distribución geográfica, y, para cada uno de ellos, se han analizado las características de las curvas de atenuación

aparente y de los modelos anelásticos deducidos, lo cual nos ha permitido extraer diversas conclusiones del mayor interés sobre la estructura anelástica de la cuenca mediterránea. En este sentido, merece ser destacada la consistencia de los resultados obtenidos con aquello que razonablemente cabía esperar, a la luz de la tomografía elástica.

8.3 Resultados y conclusiones sobre ellos

Los resultados que del presente estudio de las estructuras elástica y anelástica de la cuenca mediterránea se desprenden, su discusión y su valoración, así como su ubicación en el marco del conocimiento actual sobre la estructura de este área geográfica, han sido ya ampliamente expuestos en los capítulos precedentes. Lo que se ha pretendido aquí es, tan solo, realizar una síntesis de todo ello, destacando aquello que hemos estimado más relevante.

De la sola observación de la distribución espacial de las velocidades de grupo locales, para diversos periodos de referencia, ha sido ya posible intuir la existencia de notables diferencias estructurales entre el Mediterráneo oriental y su parte más occidental, lo cual está de acuerdo con lo que algunos autores habían ya apuntado anteriormente. En líneas generales, las velocidades de grupo son menores en el Mediterráneo oriental que en el occidental, diferencias que se manifiestan, especialmente, hasta los 60–70 s de periodo. Mención aparte merece la zona de bajas velocidades de grupo que se extiende, con una orientación predominante SE–NW, desde las costas de Egipto hacia Grecia, Bulgaria, la antigua Yugoslavia, el mar Adriático e Italia.

Los mapas de poder de resolución, elaborados para algunos periodos de referencia, ponen de manifiesto la correlación entre las zonas con peor resolución y aquellas en las cuales la densidad de trayectorias sísmicas era menor, esto es, los extremos NW y SE de la cuenca mediterránea y el sur de su parte central, hacia el golfo de Sirte. Por otra parte, el progresivo empeoramiento de la resolución, al aumentar el periodo, refleja que, dada la extensión de la cuenca mediterránea, el rango de

distancias epicentrales correspondiente a los sismos regionales ha hecho difícil, en muchos casos, extender las curvas de dispersión a periodos altos.

- ☛ La regionalización de la cuenca mediterránea ha tenido como propósito dividir este dominio en unas pocas regiones que puedan ser consideradas homogéneas desde el punto de vista de sus propiedades dispersivas, de manera que sea posible obtener un modelo elástico representativo de cada región. Los resultados de la clasificación reflejan notables diferencias estructurales entre los sectores oriental y occidental de la cuenca mediterránea que se manifiestan, especialmente, en los valores de la velocidad de cizalla en los primeros 60–70 km. Estos valores son claramente inferiores en el Mediterráneo oriental que en el occidental. A mayor profundidad, las diferencias se ven suavizadas. El límite superior de la astenosfera se detecta a unos 75 km de profundidad en la mayor parte de la cuenca mediterránea, y algo más profundo, a unos 110 km, en dos de las regiones, las asociadas a las menores velocidades de cizalla. Estas regiones abarcan buena parte del Mediterráneo oriental, incluyendo el arco Helénico, y también Túnez, el sur de Sicilia y de la península Italiana y parte del Adriático, esto es, las zonas donde tiene lugar el contacto principal entre las placas Africana y Euroasiática. Aunque ninguna restricción, basada en la información sismotectónica disponible, ha sido impuesta previamente, sí podemos constatar, *a posteriori*, una correlación, a grandes rasgos, entre la clasificación obtenida y las principales características tectónicas y estructurales, así como de actividad sísmica. Seguramente, la posibilidad de establecer una correspondencia más precisa con determinadas unidades tectónicas requeriría un número mayor de regiones, dada la notable complejidad de la cuenca mediterránea. Aunque ello pueda revestir indudable interés, lo cierto es que quedaría fuera del ámbito de los objetivos de este estudio tomográfico, puesto que las propiedades dispersivas no diferirían demasiado de unas a otras regiones y, por tanto, tampoco lo harían sus respectivos modelos elásticos.

- ☛ La tomografía nos ha proporcionado un modelo elástico 3D de la cuenca del mar Mediterráneo, con un notable grado de resolución. Sin ánimo de detenernos en excesivos detalles, resaltaremos que del análisis de los resultados se desprende la existencia de diferencias relevantes en la estructura elástica de los sectores oriental

y occidental de la cuenca mediterránea. Las velocidades de cizalla en el Mediterráneo occidental son, en general, sensiblemente superiores a las de la parte oriental, hasta una profundidad de unos 60 km, aunque las diferencias son especialmente significativas en los primeros 35 km. Las mayores anomalías positivas de la velocidad se circunscriben al área entre las penínsulas Italiana e Ibérica. Por otra parte, desde los primeros kilómetros, se ponen de manifiesto notables anomalías negativas de la velocidad en el Mediterráneo oriental. La zona de mayores anomalías negativas se extiende, básicamente, en dirección SE-NW, desde las costas de Egipto hacia el oeste de Turquía, sur de Bulgaria, Grecia, Albania, la antigua Yugoslavia, el mar Adriático y parte de Italia. Esta distribución de velocidades de cizalla es consistente con los resultados de un buen número de estudios anteriores, que evidencian, en general, una corteza notablemente más gruesa en la parte oriental del Mediterráneo, con un espesor considerable de las capas sedimentarias, lo cual puede explicar las menores velocidades observadas. A partir de unos 65 km de profundidad, comienza a apreciarse una tendencia a la inversión en el signo de las anomalías, aunque los cambios laterales empiezan a verse suavizados respecto de los niveles superiores.

- ✎ Por lo que se refiere al límite superior de la astenosfera, podemos decir que su profundidad viene a ser, en promedio, de unos 75–80 km, aunque se han detectado importantes diferencias en su posición de unas a otras zonas del mar Mediterráneo, lo cual no debe sorprendernos, tratándose de una región tan notablemente compleja como es la mediterránea. El mayor espesor de la litosfera deducido bajo el norte de Africa, el arco de Sicilia-Calabria, el Adriático y el arco Helénico, ya sugerido por la regionalización, y que delinea básicamente el contacto principal entre las placas Africana y Euroasiática, constituiría la manifestación de los fenómenos asociados a la convergencia de las dos grandes placas litosféricas. El límite inferior de la astenosfera, a la luz de los resultados obtenidos, se hallaría alrededor de unos 200 km de profundidad, sin diferencias significativas de unas a otras zonas del Mediterráneo. Los kernels de resolución nos otorgan un buen margen de confianza acerca de las características estructurales deducidas, en general, hasta unos 175 km de profundidad. En niveles inferiores, y como era razonable esperar, teniendo presente el rango de periodos analizado, tan solo algunas áreas del Mediterráneo

central mantienen una resolución más o menos aceptable, por lo que aspectos como la posición del límite inferior de la astenosfera deben ser contemplados con cautela.

- ☞ En relación al estudio de la estructura anelástica de la cuenca mediterránea, del análisis de las curvas de atenuación aparente y de los modelos anelásticos obtenidos para el medio entre cada uno de los pares de estaciones considerados, se desprende que, en líneas generales, los resultados son consistentes con lo que razonablemente cabría esperar, a la luz de lo que se ha deducido del estudio de la estructura elástica. En este sentido, es especialmente relevante que los valores más elevados del coeficiente de atenuación aparente, hasta unos 50–60 s de periodo, se obtienen, justamente, en la zona del Mediterráneo oriental para la cual se hallaron las menores velocidades de grupo, para igual rango de periodos. Análoga correlación ha sido observada, en este mismo intervalo de periodos, entre los menores valores del coeficiente de atenuación y las velocidades de grupo más altas que se han deducido para la parte más occidental del Mediterráneo. En los niveles superiores, pues, la atenuación es mayor, en general, en el Mediterráneo oriental que en el occidental, y las diferencias más significativas aparecen en los primeros 40 km, al igual que sucedía con la distribución de las velocidades de cizalla.
- ☞ También la posición del límite superior de la astenosfera que los modelos anelásticos sugieren es consistente, en lo esencial, con lo establecido a partir de la tomografía elástica. A este respecto, sin embargo, creemos que reviste el mayor interés resaltar que nuestro estudio parece haber revelado ciertas heterogeneidades en el Mediterráneo occidental, que bien podrían estar relacionadas con los episodios distensivos que han dado lugar a la formación de cuencas neógenas, como la del mar Tirreno o la cuenca Liguro-Provenzal. El rango de profundidades para las que puede considerarse que los modelos están bien resueltos alcanza, en bastantes casos, hasta los 175–200 km de profundidad, aunque puede variar sensiblemente de unos a otros, según haya sido el intervalo de periodos analizado.
- ☞ Finalmente, tan solo destacar lo que constituye una síntesis y, seguramente, la conclusión más relevante acerca de los resultados de este trabajo, y es la coherencia, en lo esencial, de las diversas características que del estudio de la

estructura elástica y anelástica de la cuenca del mar Mediterráneo se han podido deducir, en tanto en cuanto este acuerdo nos permite contemplar con un margen de confianza más que razonable nuestros resultados.

8.4 Conclusiones de carácter metodológico

Además de las conclusiones que de los resultados se desprenden, del propio desarrollo de este estudio, de las técnicas de análisis que se han aplicado y de las estrategias que se han seguido, de los criterios que han permitido optar por unas u otras, cuando tal opción era posible, pueden extraerse, asimismo, diversas conclusiones de interés. Al igual que en el anterior apartado, no pretendemos realizar aquí una revisión exhaustiva de todo ello, sino tan solo apuntar aquellos aspectos que, a nuestro juicio, aparecen como más relevantes.

- ☞ En relación a la determinación de las velocidades de grupo aparentes, conviene resaltar que la aplicación, a las señales sísmicas, del filtrado variable en el tiempo favorece la eliminación de las interferencias debidas a modos superiores y al ruido de fondo, mejorando así el aislamiento del modo fundamental. Esencialmente, el filtrado variable en el tiempo consiste en sintetizar el *mejor* modo fundamental, de acuerdo con los tiempos de grupo correspondientes al tren de ondas de que se trate. Por este motivo, ello permite obtener curvas de dispersión más suavizadas y, a menudo, extenderlas a un rango de periodos más amplio, en especial, por lo que se refiere a los periodos cortos. Recordemos que, para éstos, la sola aplicación del filtrado múltiple no suele ofrecer buenos resultados, pues los modos individuales están poco separados en el tiempo.

- ☞ El interés de la elaboración de mapas de velocidades de grupo locales, para algunos periodos de referencia, reside en que estos mapas nos ofrecen una primera visión cualitativa de las características estructurales que cabe esperar. La extensión de la cuenca mediterránea no hace aconsejable un desarrollo en armónicos esféricos, por lo que la formulación de Yanovskaya, basada en la inversión linealizada de los tiempos de propagación, ha sido la elegida para calcular las velocidades locales.

Por supuesto, no olvidamos que toda técnica de inversión conlleva ciertos inconvenientes, como la falta de unicidad de la solución o la posible inestabilidad del proceso iterativo. Sin embargo, hemos optado por este procedimiento frente, por ejemplo, a algún tipo de interpolación, a causa del concepto de poder de resolución que el método de Yanovskaya introduce. El poder de resolución, y esto reviste una importancia capital en un estudio tomográfico, proporciona un criterio para establecer cuál es la capacidad de los datos para discernir las heterogeneidades laterales del medio y, en este sentido, nos *preveniría*, por una parte, de la extrapolación de información a áreas en las cuales el cubrimiento es escaso o nulo y, por otra, de un excesivo detalle, tal vez artificioso, acerca de las características estructurales.

- ☛ Existen, y así ha sido expuesto y discutido, diversas posibilidades para llevar a cabo la regionalización de un dominio, haciendo uso de información sismotectónica previa o agrupando trayectorias sísmicas que presenten similares propiedades dispersivas. Una cierta subjetividad, en cualquier caso, estará presente en este tipo de análisis. Una regionalización automática mediante algoritmos de *clustering* hace posible una clasificación objetiva en virtud, tan solo, de las características dispersivas, que se reflejarán en los correspondientes modelos elásticos regionales, sin predeterminar ni perseguir una correlación con ciertas unidades tectónicas, lo cual en una cuenca reducida y extremadamente compleja como es la mediterránea no deja de revestir dificultades notables. Básicamente, el proceso de regionalización proporciona, en el marco de nuestro estudio, un medio para obtener un conocimiento de la estructura elástica de la cuenca mediterránea a una escala intermedia entre la que correspondería a un único modelo promediado para toda la zona y los resultados, mucho más pormenorizados, de la tomografía. Por otra parte, y por lo que se refiere a la eventual utilización de esta información en futuros estudios, serán los objetivos planteados en cada trabajo, esto es, qué se va a estudiar y con qué grado de resolución, y la extensión del dominio considerado (todo el Mediterráneo, una parte de él o, incluso, áreas adyacentes) los aspectos que determinarán la elección de uno u otro nivel de detalle en la especificación de la estructura elástica.

- ☞ La tomografía elástica se ha desarrollado a partir de la inversión de las curvas de dispersión locales definidas, mediante la formulación de Yanovskaya, en los nudos de una malla de un grado de latitud por un grado de longitud. Recordemos que la elección del tamaño de la malla, así como la propia definición de las velocidades locales, ha sido realizada de acuerdo con el concepto de poder de resolución. Por supuesto, en la investigación de la estructura elástica podría haberse seguido otro procedimiento, consistente en invertir las curvas de dispersión aparentes y deducir así modelos elásticos 1D para el medio entre cada epicentro y cada estación, la interpolación de los cuales hubiese proporcionado un modelo 3D. A favor de esta última estrategia se halla el hecho de que no involucra un doble proceso de inversión. Sin embargo, en pro de la metodología que hemos aplicado está el concepto de poder de resolución, que permite establecer cuál es la capacidad de los datos para discernir las heterogeneidades laterales del medio, aspecto de gran relevancia en un estudio tomográfico y del cual, a nuestro juicio, adolece el procedimiento anterior. Ello, junto con el hecho de que la definición de velocidades de grupo locales daba pie a realizar la regionalización automática, nos ha llevado a optar por el camino que hemos tomado.

- ☞ No hemos tenido tal posibilidad de elección en nuestro estudio de la estructura anelástica. Las características del cubrimiento que se deriva de la aplicación del método de las dos estaciones desaconsejan la definición de valores locales del coeficiente de atenuación, por lo que no ha sido posible una regionalización objetiva y una tomografía, en el sentido de la desarrollada en el caso de la estructura elástica. El procedimiento seguido se ha basado en la obtención de modelos anelásticos para el medio entre cada par de estaciones, mediante la inversión de las curvas de atenuación aparente.

8.5 Perspectivas futuras

A la luz de lo desarrollado en este estudio, de los resultados obtenidos y de las conclusiones que de todo ello se desprenden, creemos que se apuntan diversas vías que, en un futuro, podrían conducir a ampliar, complementar o refinar, en mayor o menor

medida, lo que en estos momentos conocemos de la estructura de la cuenca del mar Mediterráneo.

En el proceso de inversión de las velocidades de grupo y de los coeficientes de atenuación aparente, las estructuras elástica y anelástica se han modelado mediante una sucesión de capas planas y homogéneas, cuyo espesor, tal y como es usual, se ha asumido constante. Es sabido que la elección de este modelo inicial va a influir siempre, de alguna manera, en los resultados de la inversión. Podemos aminorar la influencia de la geometría inicial, fragmentando las capas hasta donde sea razonable, y siempre que nuestro sistema de ecuaciones no se convierta en infradeterminado, pero no vamos a eliminarla en su totalidad. Recordemos, además, que la inversión de las velocidades no es lineal, sino *linealizada*, por lo que nos restringimos a pequeñas perturbaciones en los valores de los parámetros del modelo. La aplicación de algoritmos de *simulated annealing*, en los cuales no es necesaria ninguna linealización, ni ninguna dificultad supone considerar como parámetros variables tanto las propiedades de las capas como su espesor, permitiría refinar los modelos estructurales obtenidos, especialmente en lo que se refiere a la geometría de las capas, al desaparecer la restricción que, indudablemente, supone tomarlas con espesor constante. Ello haría posible, por ejemplo, delinear con mayor precisión los límites de la astenosfera. Pero hay otro aspecto que también reviste, a nuestro juicio, un cierto interés, y es la posibilidad de eliminar o, cuando menos, amortiguar en buena parte, la dependencia de la solución respecto del modelo inicial, gracias a las propiedades de las cadenas de Markov aperiódicas, las cuales representan el proceso aleatorio que siguen los algoritmos de *annealing*.

Por supuesto, lo ideal sería poder desarrollar un estudio conjunto, tan detallado como fuera posible, de las estructuras elástica y anelástica, dado que de ambas dependen las propiedades observadas, velocidades de grupo y de fase y coeficientes de atenuación. Ello requeriría que el cubrimiento proporcionado por el método de las dos estaciones fuera lo suficientemente denso y homogéneo como para hacer posible una tomografía con un buen grado de resolución. La definición de valores locales de las velocidades y de los coeficientes de atenuación permitiría, asimismo, realizar una regionalización automática, en términos de las propiedades dispersivas y atenuativas, y la obtención de

modelos elástico-anelásticos regionales. La posibilidad de desarrollar un estudio de tal alcance no parece, en estos momentos, demasiado viable. Para que el método de las dos estaciones proporcionara un cubrimiento con las características deseadas, se requeriría la instalación de nuevas estaciones en algunos países del área mediterránea, en ubicaciones cuidadosamente elegidas con tal fin, y, obviamente, un periodo de registro suficientemente largo y regular de todas las estaciones. Algunos estudios previos a este trabajo, realizados a partir de la teoría matemática de la información, revelaron que serían imprescindibles nuevas estaciones en las costas norteafricanas y, especialmente, a lo largo de las costas libias, posibilidad que no parece en absoluto sencilla ni cercana en el tiempo. Tal vez, un estudio de las características reseñadas sería sólo posible, algo más adelante, con el concurso de nuevos datos, en el Mediterráneo occidental, donde se concentran más estaciones sísmicas. Y pensamos que, seguramente, tal estudio no dejaría de tener interés, dadas las significativas heterogeneidades estructurales halladas en esta zona, que darían cuenta de su notable complejidad.

En cualquier caso, no deseáramos finalizar estas páginas sin expresar nuestra confianza en que, en un futuro, estos u otros caminos, recorridos por nosotros o por otros, permitan profundizar en el conocimiento de la estructura de la cuenca del mar Mediterráneo.

Bibliografía

Bibliografía

AKI, K. and P. G. RICHARDS, 1980. *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. W. H. Freeman and Company. San Francisco, Ca.

ALBARELLO, D., E. MANTOVANI, D. BABUCCI and TAMBURELLI, 1992. Africa-Eurasia kinematics in the Mediterranean: an alternative hypothesis. In: *Recent evolution and seismicity of the Mediterranean*, E. Boschi *et al.* (Eds.), Kluwer Academic Publishers, 105–116.

ALESSANDRINI, B., L. BERANZOLI, G. DRAKATOS, C. FALCONE, G. KARANTONIS, F. M. MELE and G. N. STAVRAKAKIS, 1997. Tomographic image of the crust and uppermost mantle of the Ionian and Aegean regions. *Ann. di Geofis.*, **XL**(1), 151–160.

ALESSANDRINI, B., L. BERANZOLI and F. M. MELE, 1995. 3D crustal *P*-wave tomography of the Italian region using local and regional seismicity data. *Ann. di Geofis.*, **38**, 189–211.

ALSINA, D., R. SNIEDER and V. MAUPIN, 1993. A test of the great circle approximation in the analysis of surface waves. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 915–918.

ANDERSON, D. L., A. BEN-MENAHEM and C. ARCHAMBEAU, 1965. Attenuation of seismic energy in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **70**, 1441–1448.

AUZENDE, J. M., J. L. OLIVET and J. BONNIN, 1974. Le détroit Sardano-Tunisien et la zone de fracture nord-tunisienne. *Tectonophysics*, **21**, 357–374.

BACKUS, G. and F. GILBERT, 1968. The resolving power of gross Earth data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **16**, 169–205.

BACKUS, G. and F. GILBERT, 1970. Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data. *Phil. Trans. R. Soc. Lon.*, Ser. A **266**, 123–192.

BADAL, J., 1990. Inversion of seismic wave velocities by means of the stochastic inverse operator. *Rev. Acad. Ciencias Zaragoza*, **45**, 127–149.

BADAL, J., 1991. Constraints in the filtering and inversion of long and short-period seismic data and uncertainty in interpretation. *Rev. Acad. Ciencias Zaragoza*, **46**, 97–112.

BADAL, J., V. CORCHETE, G. PAYO, J. A. CANAS and L. PUJADES, 1993. Shear wave velocity structure below the Iberian Peninsula as obtained by a detailed analysis of surface waves. *Tectonophysics*, **225**, 167–190.

BADAL, J., V. CORCHETE, G. PAYO, J. A. CANAS, L. PUJADES and F. J. SERÓN, 1990. Processing and inversion of long-period surface-wave data collected in the Iberian Peninsula. *Geophys. J. Int.*, **100**, 193–202.

BADAL, J., V. CORCHETE, G. PAYO, L. PUJADES and J. A. CANAS, 1996. Imaging of shear wave velocity structure beneath Iberia. *Geophys. J. Int.*, **124**, 591–611.

BADAL, J., V. CORCHETE, G. PAYO, F. J. SERÓN, J. A. CANAS and L. PUJADES, 1992. Deep structure of the Iberian Peninsula determined by Rayleigh wave velocity inversion. *Geophys. J. Int.*, **108**, 71–88.

BANDA, E., J. ANSORGE, M. BOLOIX and D. CÓRDOBA, 1980. Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **49**, 219–230.

BANDA, E., A. EGGER, M. DEMARTIN, M. MAISTRELLO and J. ANSORGE, 1985. Crustal structure under Sardinia. In: *Second EGT Workshop. The Southern Segment*, European Science Foundation, Strasbourg, France.

BATH, M., 1968. *Mathematical Aspects of Seismology*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands, 415 pp.

BEN-MENAHEM, A., 1965. Observed attenuation and Q values of seismic surface waves in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **70**, 4641–4651.

BIJU-DUVAL, B., J. DERCOURT and X. LE PICHON, 1977. From the Thetys Ocean to the Mediterranean Seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine System. In: *Int. Sym. Structural History of the Mediterranean Basins*, B. Biju-Duval and L. Montadert (Eds.), Ed. Technip, Paris, 143–164.

BLOCH, S., A. L. HALES and M. LANDISMAN, 1969. Velocities in the crust and upper mantle of Southern Africa from multi-mode surface wave dispersion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**(4), 1599–1629.

BONNIN, J. and J. L. OLIVET, 1988. Geodynamics of the Mediterranean Region. In: *Seismic Hazard in Mediterranean Regions*, J. Bonnin *et al.* (Eds.), Kluwer Academic Publishers, 257–281.

BOSCHI, E., D. GIARDINI, A. MORELLI, G. ROMEO and Q. TACCETTI, 1988. MedNet-The Italian broad-band seismic network for the Mediterranean. In: *Workshop on Broad-Band Downhole Seismometers in the Deep Ocean*, G. M. Purdy and A. M. Dziewonsky (Eds.), Woods Hole Oceanographic Inst., Mass., pp. 116–124.

BOSCHI, E., D. GIARDINI, A. MORELLI, G. ROMEO and Q. TACCETTI, 1991a. MedNet-The broad-band seismic network for the Mediterranean. *Nuovo Cimento*, **14**, 1–21.

BOSCHI, E., D. GIARDINI and A. MORELLI, 1991b. MedNet, the broad-band seismic network for the Mediterranean. *Il cigno Galileo Galilei*, Roma.

BOUSQUET, J. C. et H. PHILIP, 1986. Observations microtectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordillères Bétiques orientales (Espagne méridionale-Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **3**, 711–724.

BURRUS, J., 1984. Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (north-western Mediterranean). *Mar. Geol.*, **55**(3/4), 247–269.

CALCAGNILE, G., F. D'INGEO, P. FARRUGIA and G. F. PANZA, 1982. The lithosphere in the central-eastern Mediterranean area. *Pure Appl. Geophys.*, **120**, 389–406.

CALCAGNILE, G. and G. F. PANZA, 1990. Crustal and upper mantle structure of the Mediterranean area derived from surface-wave data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **60**, 163–168.

- CALCAGNILE, G. and R. SCARPA, 1985. Deep structure of the European-Mediterranean area from seismological data. *Tectonophysics*, **118**, 93–111.
- CANAS, J. A., 1980. *Rayleigh wave propagation and attenuation across the Atlantic Ocean*. Ph. D. Dissertation Thesis, Saint Louis University, Saint Louis (Mo).
- CANAS, J. A., 1981. Attenuation of Love and Rayleigh waves across the Atlantic. *J. Phys. Earth*, **29**, 119–129.
- CANAS, J. A., 1982. Rayleigh wave anelastic attenuation across the Bermuda Rise and the volcanic Caribbean Arch. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **71**, 703–713.
- CANAS, J. A., F. DE MIGUEL, F. VIDAL and G. ALGUACIL, 1988. Anelastic Rayleigh wave attenuation in the Iberian Peninsula. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **95**, 391–396.
- CANAS, J. A. and B. J. MITCHELL, 1978. Lateral variation of surface wave anelastic attenuation across the Pacific. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 1637–1650.
- CANAS, J. A. and B. J. MITCHELL, 1981. Rayleigh wave attenuation and its variation across the Atlantic Ocean. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **67**, 159–176.
- CANAS, J. A., B. J. MITCHELL and A. M. CORREIG, 1980. Q_{β}^{-1} models for the East Pacific Rise and the Nazca Plate. *Mechanisms of Plate Tectonics and Continental Drift*, P. A. Davies and S. K. Runcorn (Eds.), Academic Press, London, 123–133.
- CARA, M., 1973. Filtering of dispersed wavetrains. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **33**, 65–80.
- CASELLES, J. O., 1995. *Tomografía anelástica de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 274 pp.
- CASELLES, J. O., J. A. CANAS, L. PUJADES, X. LANA, J. BADAL, V. CORCHETE and M. NAVARRO, 1997. Improvements in the knowledge of the anelastic structure of the Iberian Peninsula from seismic data of the ILIHA project. *Geophys. J. Int.*, **129**, 702–714.
- CHOULIARAS, G., V. N. PHAM, D. BOYER, P. BERNARD and G. N. STAVRAKAKIS, 1997. Crustal structure of the Gulf of Corinth in Central Greece, determined from

magnetotelluric soundings. *Ann. di Geofis.*, **XL**(1), 61–67.

CHRISTOVA, C. and S. B. NIKOLOVA, 1993. The Aegean region: deep structures and seismological properties. *Geophys. J. Int.*, **115**, 635–653.

CIMINI, G. B. and P. DE GORI, 1997. Upper mantle velocity structure beneath Italy from direct and secondary *P*-wave teleseismic tomography. *Ann. di Geofis.*, **XL**(1), 175–194.

CORCHETE, V., J. BADAL, G. PAYO and F. J. SERÓN, 1989. Filtrado de ondas sísmicas dispersadas (Filtering of dispersed seismic waves). *Rev. Geofísica*, **45**, 39–58.

CORCHETE, V., J. BADAL, L. PUJADES and J. A. CANAS, 1993. Shear velocity structure beneath the Iberian Massif from broadband Rayleigh wave data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **79**, 349–365.

CORCHETE, V., J. BADAL, F. J. SERÓN and A. SORIA, 1995. Tomographic images of the Iberian subcrustal lithosphere and asthenosphere. *J. Geophys. Res.*, **100**, 24133–24146.

CRAMÉR, H., 1972. *Teoría de probabilidades y aplicaciones*. Ed. Aguilar, Madrid, 321 pp.

CROSSON, R. S., 1976. Crustal structure modelling of earthquake data. I. Simultaneous least squares estimation of hypocentre and velocity parameters. *J. Geophys. Res.*, **81**, 3036–3046.

DEWEY, J. F., M. L. HELMAN, E. TURCO, D. H. W. HUTTON and S. D. KNOTT, 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: *Alpine Tectonics*, M. P. Coward *et al.* (Eds.), Geol. Soc. London Spec. Pub., **45**, 265–283.

DEWEY, J. F., W. C. PITMAN, W. B. F. RYAN and J. BONNIN, 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**(10), 3137–3180.

DIXON, W. J., 1985. *Biomedical computer programs*. Los Angeles, UCLA.

DRAKATOS, G. and J. DRAKOPOULOS, 1991. 3D velocity structure beneath the crust and upper mantle of Aegean sea region. *Pure Appl. Geophys.*, **135**(3), 401–420.

DRAKATOS, G., G. KARANTONIS and G. N. STAVRAKAKIS, 1997. *P*-wave crustal tomography of Greece with use of an accurate two-point ray tracer. *Ann. di Geofis.*, **XL**(1), 25–36.

DZIEWONSKY, A. M., 1984. Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in *P* velocity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5929–5952.

DZIEWONSKI, A. M. and D. L. ANDERSON, 1981. Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297–356.

DZIEWONSKI, A., S. BLOCH and M. LANDISMAN, 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**(1), 427–444.

DZIEWONSKI, A. M. and A. L. HALES, 1972. Numerical analysis of dispersed seismic waves. *Methods Comput. Phys.*, **11**, 39–85.

DZIEWONSKI, A., J. MILLS and S. BLOCH, 1972. Residual dispersion measurement. A new method of surface analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 129–139.

ELLSASSER, H. W., 1966. Expansion of the hemispheric meteorological data in anti-symmetric surface spherical harmonics. *J. Appl. Meteorol.*, **5**, 263–276.

FEHLER, M., 1990. Identifying the plane of slip for a fault plane solution from clustering location of nearby earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 969–972.

FERNÁNDEZ-MILLS, G., X. LANA and C. SERRA, 1994. Catalanian precipitation patterns: principal component analysis and automated regionalization. *Theor. Appl. Climatol.*, **49**, 201–212.

FINETTI, I. and G. MORELLI, 1972. Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **14**, 291–342.

FINETTI, I. and G. MORELLI, 1973. Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **15**, 263–341.

FRANKLIN, J. N., 1970. Well-posed stochastic inversions of ill-posed linear problems. *J. Math. Anal. Appl.*, **31**, 681–716.

- FRIEDERICH, W. and E. WIELANDT, 1995. Interpretation of seismic surface waves in regional networks: joint estimation of wavefield geometry and local phase velocity. Method and numerical tests. *Geophys. J. Int.*, **120**, 731–744.
- GIARDINI, D., E. BOSCHI, S. MAZZA, A. MORELLI, D. BEN SARI, D. NAJID, H. BENHALLOU, M. BEZZEGHOUD, H. TRABELSI, M. HFAIDH, R. M. KEBEASY and E. M. IBRAHIM, 1992. Very-broad-band seismology in Northern Africa under the MEDNET project. *Tectonophysics*, **209**, 17–30.
- GILBERT, F. and G. BACKUS, 1966. Propagator matrices in elastic wave and vibration problems. *Geophysics*, **31**, 326–332.
- GOBARENKO, V. S., S. B. NIKOLOVA and T. B. YANOVSKAYA, 1987. 2-D and 3-D velocity patterns in southeastern Europe, Asia Minor and the eastern Mediterranean from seismological data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **90**, 473–484.
- GOBARENKO, V. S., S. B. NIKOLOVA and S. J. SOKOLOVA, 1990. The velocity structure of the Western Mediterranean from inversion of *P*-wave travel time data. *Geophys. J. Int.*, **101**, 557–564.
- HASHIDA, T., G. STAVRAKAKIS and K. SHIMAZAKI, 1988. Three-dimensional seismic attenuation structure beneath the Aegean region and its tectonic implication. *Tectonophysics*, **145**, 43–54.
- HASKELL, N. A., 1953. The dispersion of surface waves in multilayered media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **43**, 17–34.
- HATZFELD, D., 1976. Etude sismologique et gravimétrique de la structure profonde de la mer d'Alboran: mise en évidence d'un manteau anormal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **283**, 1021–1024.
- HATZFELD, D., 1978. *Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebine*. Thèse Univ. Scient. Med., Grenoble, France.
- HERRMANN, R. B., 1973. Some aspects of band-pass filtering of surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**(2), 663–671.
- HERRMANN, R. B., 1987. *Computer Programs in Seismology*. R.B. Herrmann Ed.,

Saint Louis University, Saint Louis, Mo.

HERRMANN, R. B., 1991. *Surface wave inversion program*. R.B. Herrmann Ed., Saint Louis University, Saint Louis, Mo.

HORAI, K. and G. SIMMONS, 1969. Spherical harmonic analysis of the terrestrial heat flow. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **6**, 386–394.

HWANG, H. J. and B. J. MITCHELL, 1986. Interstation surface wave analysis by frequency-domain Wiener deconvolution and modal isolation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**(3), 847–864.

JACKSON, D. D., 1972. Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **28**, 97–109.

JORDAN, T. H. and J. N. FRANKLIN, 1971. Optimal solutions to linear inverse problems in Geophysics. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **68**, 291–293.

JURADO, M. J. and M. C. COMAS, 1992. Well log interpretation and seismic character of the Cenozoic sequence in the northern Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.*, **12**, 129–136.

KALKSTEIN, C. S., G. TAN and J. R. SKINDLOV, 1987. An evaluation of three clustering procedures for use in synoptic climatological classifications. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **26**, 717–730.

KALOGERAS, I. O. and P. W. BURTON, 1996. Shear-wave velocity models from Rayleigh-wave dispersion in the broader Aegean area. *Geophys. J. Int.*, **125**, 679–695.

KANAMORI, H. and D. L. ANDERSON, 1977. Importance of physical dispersion in surface wave and free oscillation problems: review. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **15**, 105–112.

KAULA, W. M., 1959. Statistical and harmonic analysis of gravity. *J. Geophys. Res.*, **64**, 2401–2421.

KEILIS-BOROK, V. I., A. L. LEVSHIN, T. B. YANOVSKAYA, A. V. LANDER, B. G. BUCKIN, M. P. BARMIN, L. I. RATNIKOVA and E. N. ITS, 1989. *Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous Earth*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The

Netherlands.

KOVACHEV, S. A., I. P. KUZIN, O. YU. SHODA and S. L. SOLOVIEV, 1991. Attenuation of S-waves in the lithosphere of the Sea of Crete according to OBS observations. *Phys. Earth Planet. Int.*, **69**, 101–111.

KRAJEWSKI, S. A. and B. L. GIBBS, 1996. *Understanding Contouring*. Gibbs Associates, Boulder, Colorado, pp. 74.

KRISTOFFERSEN, Y., 1978. Sea-floor spreading and the early opening of the North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**(2), 273–290.

KULHANEK, O., 1976. *Introduction to digital filtering in geophysics. Developments in solid Earth geophysics* (vol. 8). Elsevier, New York, 168 pp.

LANA, X. and R. CARBONELL, 1987. Surface harmonic expansion methodology in restricted domains of the Earth's surface: Application to the Indian Ocean. *J. Geophys.*, **61**, 158–167.

LANA, X., J. O. CASELLES, J. A. CANAS, J. BADAL, L. PUJADES and M. D. MARTINEZ, 1998. Anelastic structure of the Iberian Peninsula obtained from an automated regionalization algorithm and the stochastic inversion. *Tectonophysics* (submitted).

LANA, X. and G. FERNÁNDEZ-MILLS, 1992. Local lithospheric stress distribution deduced by means of the total inversion algorithm and an objective classification method. *Pure Appl. Geophys.*, **183**(3), 1–19.

LANA, X. and G. FERNÁNDEZ-MILLS, 1994. Minimum sample size for synoptic weather type classification. Application to a winter period data recorded on the catalan coast (NE Spain). *Int. J. Climatol.*, **14**(9), 1051–1060.

LANA, X., G. FERNÁNDEZ-MILLS, J. BADAL and J. A. CANAS, 1997. Objective regionalization of Rayleigh-wave dispersion data by clustering algorithms. *Geophys. J. Int.*, **129**, 421–438.

LANCZOS, C., 1961. *Linear Differential Operators*. D. Van Nostrand Co., London.

LE MEUR, H., J. VIRIEUX and P. PODVIN, 1997. Seismic tomography of the Gulf of Corinth: a comparison of methods. *Ann. di Geofis.*, **XL**(1), 1-24.

LE PICHON, X., J. C. SIBUET and J. FRANCHETEAU, 1977. The fits of the continents around the Atlantic ocean. *Tectonophysics*, **38**, 169-209.

LIGDAS, C. N., I. G. MAI and R. D. ADSS (1990). 3D structure of the lithosphere in the Aegean region. *Geophys. J. Int.*, **102**, 219-229.

LIU, H. P., D. L. ANDERSON and H. KANAMORI, 1976. Velocity dispersion due to anelasticity: implications for seismology and mantle composition. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **47**, 41-58.

LIVERMORE, R. A. and A. G. SMITH, 1985. Some boundary conditions for the evolution of the Mediterranean. In: *Geological Evolution of the Mediterranean Sea*, D. G. Stanley and F. C. Wezel (Eds.), Springer-Verlag, New York, 89-105.

MARTÍNEZ, M. D. and X. LANA, 1991. Some elements of mathematical information theory and total inversion algorithm applied to travel time inversion. *Pure Appl. Geophys.*, **137**(1/2), 113-132.

MARTÍNEZ, M. D., X. LANA, J. BADAL and J. A. CANAS, 1996. Improvements on the MedNet network from the viewpoint of tomographic studies. *Geophys. Res. Lett.*, **23**(16), 2041-2044.

MARTÍNEZ, M. D., X. LANA, J. BADAL, J. A. CANAS and L. PUJADES, 1997. Preliminary objective regionalization of the Mediterranean basin derived from surface-wave tomography. *Ann. di Geofis.*, **XL**(1), 43-59.

MCKENZIE, D. P., 1972. Active tectonics in the Mediterranean Region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30**, 109-185.

MELE, G., A. ROVELLI, D. SEBER and M. BARAZANGI, 1997. Shear wave attenuation in the lithosphere beneath Italy and surrounding regions: Tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, **102**(B6), 11863-11875.

MENKE, W., 1984. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press Inc., Orlando, Florida, 260 pp.

MEZCUA, J. y J. M. MARTÍNEZ-SOLARES, 1983. Sismicidad del área Ibero-Mogrebí. *Publicaciones del Instituto Geográfico Nacional*, **203**, 299 pp.

MICHELINI, A. and B. A. BOLT, 1986. Application of the principal parameters method to the Coalinga, California, aftershock sequence. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 409–420.

MITCHELL, B. J. and G. K. YU, 1980. Surface wave dispersion regionalized, velocity models and isotropy of the Pacific crust and upper mantle. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **63**, 497–514.

NAKANISHI, I. and D. L. ANDERSON, 1982. Worldwide distribution of group velocity of mantle Rayleigh waves as determined by spherical harmonic inversion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1185–1194.

NATAF, H. C., I. NAKANISHI and D. L. ANDERSON, 1984. Anisotropy and shear velocity heterogeneities in the upper mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 109–112.

NICOLICH, R., 1985. EGT Southern Segment reflection seismics in the offshore areas. In: *Second EGT Workshop. The Southern Segment*, European Science Foundation, Strasbourg, France.

NISHIMURA, C. E. and D. W. FORSYTH, 1985. Anomalous Love wave phase velocities in the Pacific: sequential pure-path and spherical harmonic inversion. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **81**, 389–407.

NORTH, G. R., T. L. BELL and R. F. CALAHAN, 1992. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Month. Weather Rev.*, **110**, 699–706.

OFFICER, CH. B., 1974. *Introduction to Theoretical Geophysics*. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.

PANZA, G. F., S. MUELLER and G. CALCAGNILE, 1980. The gross features of the lithosphere-asthenosphere system from seismic surface waves and body waves. *Pure Appl. Geophys.*, **118**, 1209–1213.

PAPAZACHOS, B. C., 1988. Active tectonics in the Aegean and surrounding area. In: *Seismic Hazard in Mediterranean Regions*, J. Bonnin *et al.* (Eds.), Kluwer Academic Publishers, 301–331.

PAPAZACHOS, C. B., 1992. Anisotropic radiation modelling of macroseismic intensities for estimation of the attenuation structure of the upper crust in Greece. *Pure Appl. Geophys.*, **138**, 445–469.

PAPOULIS, A., 1962. *The Fourier Integral and its Applications*. McGraw-Hill Book Company Inc., New York.

PARKER, R. L., 1994. *Geophysical Inverse Theory*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.

PAROLAI, S., D. SPALLAROSSA and C. EVA, 1997. Bootstrap inversion for P_n wave velocity in North-Western Italy. *Ann. di Geofis.*, **XL**(1), 133–150.

PASCAL, G., A. MAUFFRET and P. PATRIAT, 1993. The ocean-continent boundary in the Gulf of Lyon from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. *Geophys. J. Int.*, **113**, 701–726.

PASCAL, G., M. TORNÉ, P. BUHL, A. B. WATTS and A. MAUFFRET, 1992. Crustal and velocity structure of the Valencia trough (Western Mediterranean). Part II: Detailed interpretation of five Expanded Spread Profiles. *Tectonophysics*, **203**, 21–35.

PASSIER, M. L. and R. K. SNIEDER, 1995. Using differential waveform data to retrieve local S velocity gradients. *J. Geophys. Res.*, **100**(B12), 24061–24078.

PATRIAT, P., J. SEGOUFIN, R. SCHLICH, J. GOSLIN, J. AUZENDE, P. BEUZART, J. BONNIN et J. OLIVET, 1982. Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, 363–373.

PAYO, G., 1967. Crustal structure of the Mediterranean Sea by surface waves. Part I: Group velocity. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**(2), 151–172.

PAYO, G., 1969. Crustal structure of the Mediterranean Sea. Part II: Phase velocity and travel times. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**(1), 23–42.

PAYO, G., V. CORCHETE, J. BADAL, F. J. SERÓN, J. A. CANAS and L. PUJADES, 1992a. First two-station Rayleigh wave velocity measurements for the northern Iberian region. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**(3), 1434–1452.

PAYO, G., S. NIKOLOVA and J. BADAL, 1992b. Group velocity patterns of Rayleigh waves over the Iberian area. *Rev. Geofísica*, **48**, 211–220.

PERIAGO, M. C., X. LANA, C. SERRA and G. FERNÁNDEZ-MILLS, 1991. Precipitation regionalization: an application using a meteorological network in Catalonia (NE Spain). *Int. J. Climat.*, **11**, 529–543.

PHILIP, H., 1987. Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Annales Geophysicae*, **5B**(3), 301–320.

PHILIP, H., 1988. Recent and present tectonic in the Mediterranean Region. In: *Seismic Hazard in Mediterranean Regions*, J. Bonnin *et al.* (Eds.), Kluwer Academic Publishers, 283–300.

PHILIP, H., J. ANDRIEUX, M. DLALA, L. CHIHAI et N. BEN AYED, 1986. Evolution tectonique mio-plio-quaternaire du fossé de Kasserine (Tunisie Centrale): implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **4**, 559–568.

PITMAN, W. and M. TALWANI, 1972. Sea floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**(3), 619–646.

PLOMEROVÁ, J., 1997. Seismic anisotropy in tomographic studies of the upper mantle beneath Southern Europe. *Ann. di Geofis.*, **XL**(1), 111–121.

POSADAS, A. M., F. VIDAL, F. DE MIGUEL, G. ALGUACIL, J. PEÑA, J. M. IBÁÑEZ and J. MORALES, 1993. Spatial-temporal analysis of a seismic series using the principal component method: The Antequera series, Spain, 1989. *J. Geophys. Res.*, **98**(B2), 1923–1932.

PREISENDORFER, R. W., 1988. *Principal component analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 455 pp.

RICHMAN, M. B., 1986. Rotation of principal components. *J. Climatol.*, **6**, 293–333.

ROCAMORA, M., 1992. *Propagación y atenuación de ondas superficiales. Aplicación al Océano Atlántico y Mar Mediterráneo*. Tesis Doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 327 pp.

ROCAMORA, M., J. A. CANAS, L. G. PUJADES, V. CORCHETE, J. BADAL and G. PAYO, 1990. Preliminary shear Q structure in the Mediterranean Sea from Rayleigh wave observations. *J. Geodyn.*, 12(2-4), 177-187.

RODI, W. L., P. GLOVER, T. M. C. LI and S. S. ALEXANDER, 1975. A fast, accurate method for computing group-velocity partial derivatives for Rayleigh and Love modes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65(5), 1105-1114.

SABADELL, F. J., F. J. SERÓN and J. BADAL, 1997. A proper methodology aimed at surface wave tomography. *Ann. di Geofis.*, XL(1), 195-207.

SAMPER, F. J. y J. CARRERA, 1990. *Geoestadística: aplicaciones a la hidrogeología subterránea*. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería, UPC, Barcelona, 276 pp.

SATO, Y. and T. SANTO, 1969. Worldwide distribution of the group velocity of Rayleigh waves as determined by dispersion data. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 47, 31-41.

SAVOSTIN, L. A., J. C. SIBOUET, L. P. ZONENSHAIN, X. LE PICHON and M. J. ROULET, 1986. Kinematic evolution of the Thetys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123(1-4), 1-35.

SHAPIRO, N., N. BÉTHOUX, M. CAMPILLO and A. PAUL, 1996. Regional seismic phases across the Ligurian Sea: L_g blockage and oceanic propagation. *Phys. Earth Planet. Int.*, 93, 257-268.

SNIEDER, R., 1988a. Large-scale waveform inversions of surface waves for lateral heterogeneity. 1. Theory and numerical examples. *J. Geophys. Res.*, 93(B10), 12055-12065.

SNIEDER, R., 1988b. Large-scale waveform inversions of surface waves for lateral heterogeneity. 2. Application to surface waves in Europe and the Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 93(B10), 12067-12080.

SPAKMAN, W., 1991. Delay-time tomography of the upper mantle below Europe, the Mediterranean and Asia Minor. *Geophys. J. Int.*, 107, 309-332.

SRIVASTAVA, S. P., W. R. ROEST, L. C. KOVACS, G. OAKLEY, S. LÉVESQUE, R.

VERHOEF and R. MACNAB, 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, **184**(1-4), 229-260.

STAVRAKAKIS, G. N., G. DRAKATOS, G. KARANTONIS and D. PAPANASTASSIOU, 1997. A tomography image of the Aegean region (Greece) derived from inversion of macroseismic intensity data. *Ann. di Geofis.*, **XL**(1), 99-110.

STOOKSBURY, D. E. and P. J. MICHAELS, 1991. Cluster analysis of Southeastern United States climate stations. *Theor. Appl. Climatol.*, **44**, 143-150.

SUMMER, G., C. RAMIS and J. A. GUIJARRO, 1993. The spatial organization of daily rainfall over Mallorca (Spain). *Int. J. Climatol.*, **13**, 89-109.

TARANTOLA, A., 1987. *Inverse Problem Theory. Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation*. Elsevier, Amsterdam.

THOMSON, W. T., 1950. Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. *J. Appl. Phys.*, **21**, 89-93.

TORELLI, L., S. CORNINI and F. MARCHETTI, 1985. Seismic stratigraphy and tectonic-structural setting of the Sardinia Channel (Western Central Mediterranean). In: *Second EGT Workshop. The Southern Segment*, European Science Foundation, Strasbourg, France.

TORNÉ, M. and E. BANDA, 1992. Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea. *GeoMar. Lett.*, **12**, 76-81.

UDÍAS, A. y E. BUFORN, 1985. Mecanismo focal de los terremotos y sismotectónica del área Ibero-Mogrebí. En: *Mecanismo de los terremotos y tectónica*, A. Udías et al. (Eds.), Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 217-224.

VALLE, P. E., 1951. Sulla struttura della crosta terrestre nel Mediterraneo centro-occidentale e nell'Adriatico. *Ann. di Geofis.*, **4**, 399-411.

VIDAL, N., 1995. *Estructura litosférica en el margen oriental de la Península Ibérica a partir de datos de sísmica de reflexión vertical y de gran ángulo*. Tesis Doctoral, Barcelona, 287 pp.

- WESTAWAY, R., 1990. Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from Azores to the Aegean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **96**, 393-406.
- WIELANDT, E. and G. STRECKEISEN, 1982. The leaf-spring seismometer, design and performance. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 2349-2367.
- WIGGINS, R. A., 1972. The general linear inverse problem: implications on surface waves and free oscillations for Earth structure. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **10**, 251-285.
- WOODHOUSE, J. H. and A. M. DZIEWONSKY, 1984. Mapping the upper mantle: three dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5953-5986.
- YANOVSKAYA, T. B., 1984. Solution of the inverse problem of seismology for laterally inhomogeneous media. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **79**, 293-304.
- YANOVSKAYA, T. B., R. MAAZ, P. G. DITMAR and H. NEUNHOEFER, 1988. A method for a joint interpretation of the phase and group surface wave velocities for estimation of lateral variations of the Earth's structure. *Phys. Earth Planet. Int.*, **51**, 59-67.
- YU, G. K. and B. J. MITCHELL, 1979. Regionalized shear velocity models of the Pacific upper mantle from observed Love and Rayleigh wave dispersion. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **57**, 311-341.