

Corte litosférico al Este de la Península Ibérica y sus márgenes. Modelización de las propiedades físicas del manto superior

A. CARBALLO, M. FERNÁNDEZ & I. JIMÉNEZ-MUNT

Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, Sole Sabarís s/n, 08028 Barcelona, España.
acarballo@ictja.csic.es

Recibido: 1/9/2011

Aceptado: 6/10/2011

Resumen

En el trabajo que se presenta se ha realizado una transecta que cruza de norte a sur la cuenca de Aquitania, la cordillera Pirenaica, la cuenca del Ebro, la Cadena Costero Catalana, el Surco de Valencia, el Promontorio Balear, la Cuenca Sudbalear, y ya en África los Kabylies, el Tell, el Atlas y la Plataforma Sahariana a través de unos 1700 km de longitud. El objetivo consiste en la caracterización geofísica y composicional del manto litosférico de esta región, usando la metodología LitMod que integra elevación, gravedad, geoide, flujo de calor superficial y datos petrológicos y sísmicos. A lo largo de este perfil se han identificado diferencias en la composición del manto, derivadas de análisis geoquímicos globales en rocas aflorantes y/o xenolitos. Los resultados obtenidos con la metodología LitMod muestran diferencias considerables en la geometría y profundidad del límite litosfera-astenosfera con el modelo anterior. En este estudio, hemos propuesto cuatro diferentes mantos litosféricos con el fin de ajustar mejor el modelo.

Palabras clave: Petrofísica, límite litosfera-astenosfera, composición mantélica.

A lithospheric cross-section in the eastern Iberian Peninsula and its margins. Modelling the physical properties of the upper mantle

Abstract

We study the lithosphere structure along a 1700 km transect crossing the Aquitaine basin, Pyrenees, Ebro basin, Catalan Coastal Ranges, Valencia Trough, Balearic Promontory, and Sudbalearic basin, and Kabyles, Tell, Atlas, and Saharan Platform in Africa. The objective is to characterize the structure and composition of the lithospheric mantle in the region, using a method (LitMod) that combines elevation, gravity, geoid, surface heat flow, seismic and petrological data. Using this method we can identify along the profile different mantle composition, derived from geochemical analysis and age. This is the main different with the previous model done in the same area, where lithospheric mantle density just varied with temperature. The results obtained with the LitMod methodology show important differences in geometry and depth of the lithosphere-asthenosphere boundary with the previous model. In the present study we had to consider four different lithospheric mantle compositions in order to fit all the observables.

Key words: Lithosphere, lithospheric mantle, Iberian Plate, mantle composition.

Sumario: Introducción. 1. Marco geológico. 2. Metodología y datos geofísicos. 3. Resultados. 4. Discusión. 5. Conclusiones y recomendaciones. Referencias bibliográficas.

Referencia normalizada

Carballo, A., Fernández, M., Jiménez-Munt, I., (2011). Corte litosférico al Este de la Península Ibérica y sus márgenes. Modelización de las propiedades físicas del manto superior. *Física de la Tierra* Vol. 23 Núm. 1 (2011): 131-147

Introducción

En este estudio se presenta una transecta de 1700 kilómetros que cruza la parte más occidental del Mediterráneo con una dirección aproximada N-S. Esta transecta atraviesa de norte a sur los siguientes dominios: la Cuenca de Aquitania, la Cordillera Pirenaica, la cuenca del Ebro, la Cadena Costero Catalana, el Surco de Valencia, el Promontorio Balear, la Cuenca Sudbalear, y ya en África los Kabyles, el Tell, el Atlas y la Plataforma Sahariana. El objetivo principal de este estudio es la caracterización geofísica y composicional del manto litosférico de la región propuesta arriba, probablemente con heterogeneidades en dicha composición. Aquí hay que tener en cuenta que estudios de xenolitos y xenocristales en rocas volcánicas y afloramientos en macizos de cinturones están ampliamente relacionados con la edad tectonotérmica de la corteza suprayacente definida como la edad del último gran evento tectonotérmico (Griffin et al., 1998, 1999). Para ello, partiremos como base para este estudio de un modelo previo realizado con la metodología CAGES cuya diferencia fundamental radica en dicha caracterización química del manto. LitMod es una metodología que consiste en un paquete de programas en el que se integran distintos observables regionales (gravedad, geode y elevación) con datos de flujo de calor y sísmicos, junto con la composición química del manto derivada de análisis geoquímicos en rocas aflorantes y/o xenolitos. Como ventaja para restringir aún más dicho modelo respecto al formulado mediante CAGES, es que LitMod proporciona datos sísmicos sintéticos y de densidad los cuales los se pueden comparar con tomografías.

La transecta modelizada se subdivide en dos transectas que están unidas (Fig.1), donde las coordenadas de la primera van de (43.3°N 1.4°E) a (42°N 1°E) y las coordenadas de la segunda van de (42°N 1°E) a (29°N 6°E).

Estas coordenadas son elegidas para poder aprovechar una serie de perfiles sísmicos y geológicos, que nos constreñirán la geometría cortical.

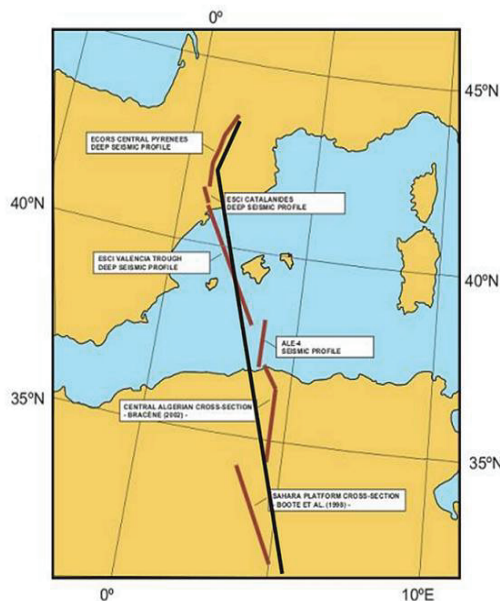


Fig. 1. Transecta elegida para el modelo sobreimpuestas al conjunto de perfiles sísmicos y cortes estructurales utilizados en la modelización de la transecta (Cavazza et al, 2004).

1. Marco geológico

Esta región está constituida por una tectónica que tiene lugar durante la orogenia varisca, aunque sus principales estructuras son formadas durante la orogenia Alpina debido a la convergencia entre la placa de Eurasia y la placa de África.

Durante esta época tienen lugar dos importantes procesos de subducción. El primero situado al norte de la región estudiada en este trabajo, da como resultado la formación de los Pirineos. Debido a la subducción de la placa continental de Iberia por debajo de la placa Euroasiática como resultado de la inversión del movimiento del Rift Mesozoico situado entre Iberia y Eurasia que hasta ese momento tenía una dinámica transtensiva. Dicha orogenia también tiene como resultado la conformación de la Cadena Costero Catalana. El segundo proceso de subducción está localizado en la parte Sur de la zona estudiada, en el cuál la placa Maghrebiese del Tethys se introduce por debajo del margen sur de la placa Ibérica. Esta subducción tuvo como consecuencia la creación de dos cuencas, la del Surco de Valencia y la Cuenca Sudbalear de retroarco, y también es responsable del levantamiento orogénico en los márgenes continentales del sur de Iberia y norte de África como son el sistema Bético-Balear, los Kabyles y los Maghrebides (Roca et al, 2004).

Estas dos zonas de subducción tienen una dirección de convergencia entre África y Eurasia aproximadamente N-S, siendo primero la deformación en el límite entre la microplaca Ibérica y la placa Euroasiática, para posteriormente comenzar a deformarse el límite entre la microplaca Ibérica y la placa Africana, lo cual indica que los procesos de deformación son más antiguos en la zona norte que en la zona sur. El inicio de la deformación compresiva en la zona Norte formando los Pirineos y la Cadena Costero Catalana tiene lugar en el Senoniense (Cretácico Superior) finalizando en el Oligoceno Medio, mientras que el desarrollo de las estructuras relacionado con la subducción del Tethys comenzó en el Oligoceno para terminar en el Mioceno Superior (Roca et al, 2004).

Posteriormente al cese de la subducción en el Mioceno Superior, ocurre una reactivación compresiva de las fallas debido a un esfuerzo compresivo de intraplaca a causa de la convergencia entre África y Eurasia. Esta geodinámica post-colisional hace que el límite entre las placas Africana y Euroasiática sea un poco más difuso (Roca et al, 2004).

2. Metodología y datos geofísicos

En este trabajo se ha utilizado un código de elementos finitos en 2-D denominado LitMod (Lithospheric Modeling Afonso et al. [2008]), que combina una metodología geofísica y petrológica, para el estudio de la estructura litosférica y sublitosférica desde el punto de vista térmico, composicional, de densidad y sismológico. LitMod es un conjunto de subrutinas de FORTRAN basado en la arquitectura del anterior código de elementos finitos llamado CAGES (Zeyen and Fernández, 1994). A diferencia de CAGES que se restringe a la Litosfera, el dominio de LitMod se extiende hasta 410 km de profundidad. Esta metodología consiste en encontrar una distribución de densidades que mejor ajuste los observables (flujo de calor, elevación, gravedad y geoides). En la metodología CAGES la densidad del manto litosférico

rico depende solo de la presión y temperatura, y la densidad de la astenosfera es constante. Con LitMod el manto viene definido según su composición mineralógica así las densidades no solo dependen de la presión y temperatura, sino también de su composición. Conociendo su composición se pueden calcular las velocidades de las ondas sísmicas, siendo estas otro observable a constreñir el modelo.

Para abordar el problema de la modelización necesitamos el mayor número de observables que restrinjan el modelo. La estructura cortical de la transecta presentada en este trabajo ha sido adquirida gracias a la combinación de varios perfiles sísmicos de reflexión entre los cuales están el perfil ECORS-Central Pyrenees, el ESCI-Catalánides, el ESCI-Valencia, y ALE-4 procedente de la industria. Se han tomado del Transmed (Cavazza et al, 2004) una serie de cortes geológicos de las regiones en las que no se pudo contar con sismica como es el caso de la zona de Tell-Kabyles-Atlas y de la plataforma Sahariana.

El primer paso para la realización de este trabajo después de haber tomado la estructura cortical fue la adquisición de un conjunto de datos geofísicos como son la altitud del geoide, el flujo de calor, anomalía de Bouguer y elevación (Fig. 2).

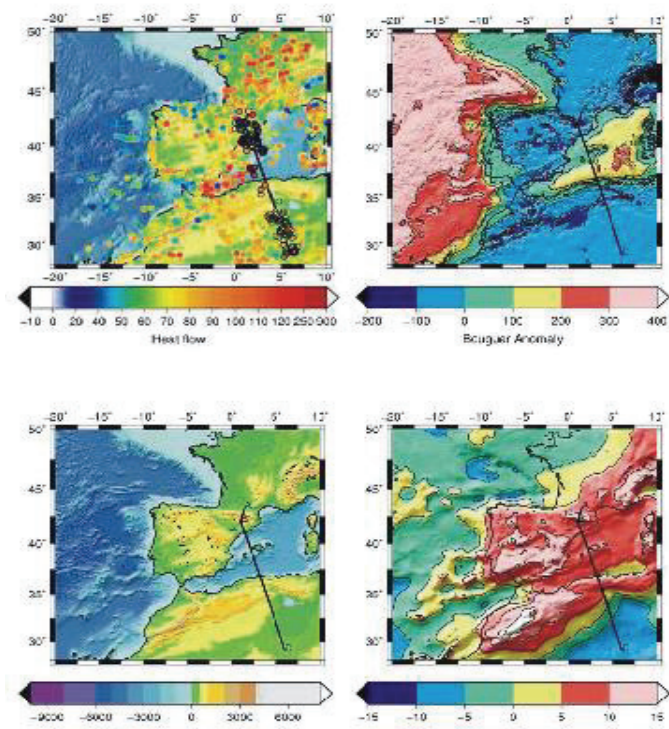


Fig. 2. Mapas de los observables geofísicos (flujo de calor, Anomalía de Bouguer, elevación y geoide).

La topografía y batimetría fue adquirida por medio de la base global de datos ETOPO2. Los valores mínimos en la región son de casi -2900 m en la zona de la cuenca Sudbalear y los máximos de aproximadamente 2000 m en los Pirineos. Los datos de altitud del geode se obtuvieron del Earth Geopotential Model EGM2008 (Pavlis et al., 2008), el cual incluye coeficientes armónicos esféricos de grado y orden 2190. Las longitudes de onda mayores de 4000 km han sido eliminadas para eliminar la señal en profundidad, conservando el efecto de las anomalías de densidad hasta una profundidad de 400 km. Los valores para la región oscilan desde 12 metros en los Pirineos, aproximadamente 8 metros en el Atlas para descender a -8 metros en la plataforma Sahariana.

La anomalía de Bouguer se ha obtenido a partir de la anomalía de aire libre (Sandwell and Smith, 1997) aplicándole la corrección topográfica 3D siguiendo la metodología de Fullea et al.(2008).

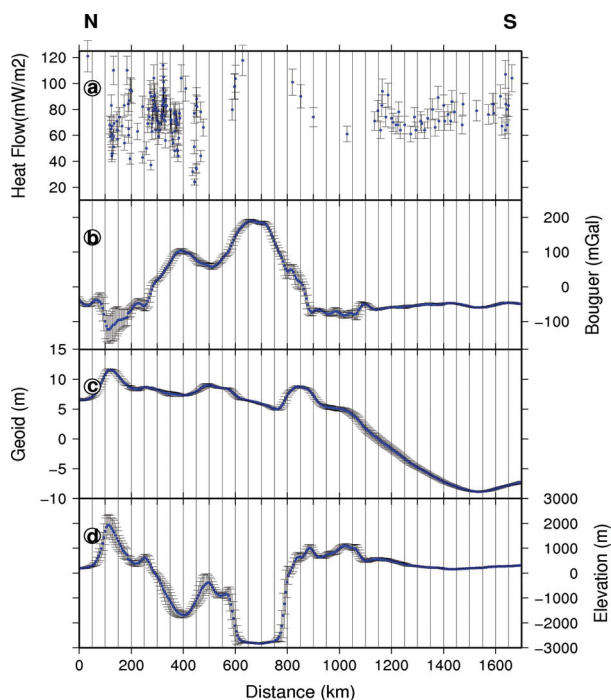


Fig. 3. Perfiles de los observables geofísicos. a) Flujo de calor en mWm^{-2} ; b) Anomalía de Bouguer en mGal ; c) Geoides en metros; y d) Topografía en metros. Los puntos azules son el valor promediado dentro de un ancho de banda de 25 km por cada lado. Las barras verticales corresponden a la dispersión.

Los datos de flujo de calor utilizados provienen de una recopilación de la base de datos de International Heat Flow Commission y de datos de la Península Ibérica

publicados (Fernández et al., 1998). El promedio de los valores de estos datos es de aproximadamente 80 mWm^{-2} . Se proyectan los datos de flujo de calor en una banda de 100 km a ambos lados y un error del dato del 10%. (Fig.3).

Para complementar el modelo también se han utilizado datos de terremotos, existentes en la base de datos del International Seismological Centre (ISC). Estos hipocentros han sido proyectados dentro de un ancho de banda de 100 km. Como anteriormente se ha explicado, la metodología LitMod permite la caracterización química de los cuerpos mantélicos, por tanto una gran parte de este trabajo ha sido la recopilación de información acerca de la composición mantélica derivada de análisis geoquímicos en rocas aflorantes y/o xenolitos a escala global. En base a estos análisis, varios autores han propuesto una división del manto litosférico según su composición y edad distinguiendo entre: Arcones ($> 2.5 \text{ Ga}$), Protones ($2.5 - 1.0 \text{ Ga}$), Tectones ($< 1.0 \text{ Ga}$), y Manto Primitivo (Griffin et al., 1998; O'Reilly y Griffin, 1990).

Por ello, la región estudiada ha sido dividida en 4 diferentes cuerpos mantélicos según sus edades tectonotérmicas. Teniendo en cuenta la antigüedad de la región estudiada, aquí proponemos un manto de tipo Tectón para la zona Pirenaica, Surco de Valencia y el Promontorio Balear cuya composición en óxidos para ser modelizada es la correspondiente a la muestra FON B 93 procedente de un análisis de una lherzolita de la colección de Fontête Rouge massif, uno de los 40 cuerpos orogénicos de lherzolitas, que se encuentran en todo el Pirineo Francés (Fabriès et al., 1991). Si se compara con el Tecton 2 correspondiente a la composición media de una lherzolita (Griffin et al., 2008), se asemeja a la composición de la muestra FON B 93 (Tabla. 1).

Tabla. 1. Comparativa entre la muestra FON B 93, el usado en la península Ibérica y el Tecton 2 propuesto por Griffin et al, 2008.

Composición en Óxidos	FON B 93	Tc_2 Av. Tecton gnt lherzolite	Tc_2 Av. Tecton gnt lherzolite
SiO ₂	46.26	45.0	45.0
Al ₂ O ₃	3.23	3.9	3.9
Fe ₂ O ₂	8.32	8.1	8.1
MgO	37.9	38.7	38.7
CaO	3.18	3.2	3.2
Na ₂ O	0.27	0.28	0.28

En la región del Surco de Valencia se ha optado por un manto tipo Tectón ya que aunque esta región ha sufrido un proceso de extensión con el consecuente ascenso mantélico y astenosférico, su corteza no puede considerarse de tipo oceánica, y por lo tanto su manto litosférico tampoco. En el Promontorio Balear tenemos una corteza continental similar a la de la Península Ibérica, por tanto se optó por mante-

ner la composición de este Tectón sabiendo además que toda esta región comparte una historia similar.

El siguiente cuerpo mantélico utilizado en este trabajo es el correspondiente a la Cuenca Sudbaleare (Tabla. 2). A esta cuenca le pertenece un manto litosférico oceánico ya que está formada por una corteza oceánica que empezó a formarse durante el Mioceno (Mauffret, 1976; Mauffret et al., 1992). Para ser modelado se ha utilizado la composición química en óxidos de un Manto Primitivo denominado Pm_2 (Jagoutz et al., 1979).

Tabla. 2. Composición química utilizada para el Manto Litosférico oceánico de la Cuenca Sudbaleare.

Composición en Óxidos	Pm_2 Prim. Mantle Jagoutz et al.
SiO ₂	45.2
Al ₂ O ₃	4.0
Fe ₂ O ₂	7.8
MgO	38.3
CaO	3.5
Na ₂ O	0.33

Para la parte norte de Argelia se decidió utilizar la muestra Atl-3C, por cercanía y por similitud en la génesis de la región, correspondiente a una roca Xenolítica del Medio Atlas Marroquí (Wittig et al., 2010). Según Griffin et al (2008) esta zona puede pertenecer desde el punto de vista tectonotérmico a un Tectón o a un Protón, eligiéndose en este caso la muestra Atl-3C, que comparándola con el Tectón 3, e incluso con el 4 (Griffin et al., 2008) vemos que la composición no dista mucho de ambas (Tabla. 3).

Tabla. 3. Composición química elegida para la parte norte de Argelia. Comparativa de composiciones químicas para la transecta en el sur Argelia. b.d.l= bajo el límite de detección.

Composición en Óxidos	Atl-3C	Tc_3 Av. spinel peridotite	Tc_4 Av. spinel
SiO ₂	43.87	44.4	44.0
Al ₂ O ₃	2.69	2.6	2.3
Fe ₂ O ₂	8.01	8.2	8.4
MgO	41.95	41.1	41.4
CaO	2.73	2.5	2.2
Na ₂ O	b.d.l.	0.18	0.24

El tramo más al sur de la transecta, en pleno Sahara Argelino, puede corresponder tectonotérmicamente hablando según Begg et al (2009) a un Tectón, un Protón o a un Arcón. Esta región ha sido modelada utilizando el Protón 6 (Griffin et al., 2008), el cuál encaja perfectamente en dicho modelo (Tabla. 4).

Tabla. 4. Composición química en óxidos elegida para la Plataforma Sahariana.

Composición en óxidos	Pr_6 Lherz Av. lherzolite
SiO ₂	45.4
Al ₂ O ₂	3.7
FeO	8.3
MgO	39.9
CaO	3.2
Na ₂ O	0.26

Los valores utilizados de producción de calor, conductividad térmica y densidad para los distintos cuerpos de la región modelizada se encuentran en la Tabla 5.

Tabla. 5. Distintos valores utilizados en el modelo LitMod para la densidad, producción de calor y la conductividad térmica.

Zona	Densidad (kg/m ³)	Producción de calor (H [μW/m ³])	Conductividad térmica (K [W/(K·m)])
Sed.cuenca Aquitan/Ebro	2700	1	2.4
Sed. Surco de Valencia	2550	1	2.5
Sed. Promontorio Balear	2600	1	2.5
Sed. Cuenca Sudbalea	2400	1	2.4
Sedimentos trans. Argelia	2350	1	2.2
Sedimentos Argelia	2450	1	2.9
Corteza superior Iberia	2760	1	3.1
Corteza Oceánica	2900	0.4	2.5
Corteza superior Argelia	2770	1	3.1
Corteza inferior	2950	0.4	2.5

3. Resultados

Después de la búsqueda de los datos geofísicos y composicionales, y su posterior representación, se llevó a cabo el proceso de modelización por medio del Software LitMod 2.8. El primer paso fue el de introducir los observables geofísicos en el Input del LitMod al mismo tiempo que se introducían las composiciones químicas del

manto. Esto nos da como resultado un modelo, y por medio de cambios en la composición química del manto litosférico, y de los diferentes tipos de estos que puede haber, de su estructura y de alguna pequeña variación en las densidades de la corteza, se fue refinando el modelo, repitiendo este proceso hasta dar como resultado final este modelo.

Como resultado final se propone un modelo con 4 mantos diferentes (Fig.4). Primero un Tectón en el tramo de transecta perteneciente a la placa Ibérica finalizando en el Promontorio Balear. Segundo un manto primitivo en la Cuenca Sudbalear donde ya tenemos corteza oceánica. Un tercer manto en una zona de transición después de la anterior en la región del Tell que desde el punto de vista composicional sería un Tectón. Y por último, el cuarto, en la plataforma Sahariana utilizamos un Protón. El mayor grosor litosférico lo encontramos bajo Argelia llegando a 174 km de profundidad. En la Península Ibérica, bajo los Pirineos es también encontramos un gran engrosamiento litosférico alcanzando los 156 km de máxima profundidad. Este engrosamiento nos permite explicar además, el mínimo de anomalía de Bouguer que se aprecia en la figura y el máximo de elevación originados por la menor densidad de la corteza respecto del manto.

Las profundidades litosféricas más someras, a nivel continental las encontramos en el Surco de Valencia llegando a unos 63 km de profundidad como mínimo, debido a que aquí la corteza y la litosfera están adelgazadas. Aquí hay un ascenso litosférico, dando por tanto, el segundo mínimo de elevación, y el segundo máximo en anomalía de Bouguer, pasando a un pequeño engrosamiento litosférico de profundidades cercanas a los 89 km en el Promontorio Balear. Después hay un adelgazamiento con el mayor mínimo en elevación, y el correspondiente máximo de anomalía de Bouguer de toda la transecta, dando en su base profundidades mínimas de 62 km, por encontrarnos bajo una corteza muy adelgazada considerada oceánica con un manto litosférico similar a un manto primitivo. Entre este manto y el argelino nos encontramos el perteneciente a la región Kabyles-Tell-Atlas el cuál se va engrosando hasta llegar a 142 km. Para evitar cambios bruscos en la densidad y en las velocidades sísmicas, se ha propuesto un manto litosférico de transición entre los 4 diferentes mantos litosféricos y la astenosfera (manto primitivo), que en cada caso corresponden a la media de cada uno de estos 4 mantos con la astenosfera. El espesor de la zona de transición es proporcional al grosor del manto litosférico.

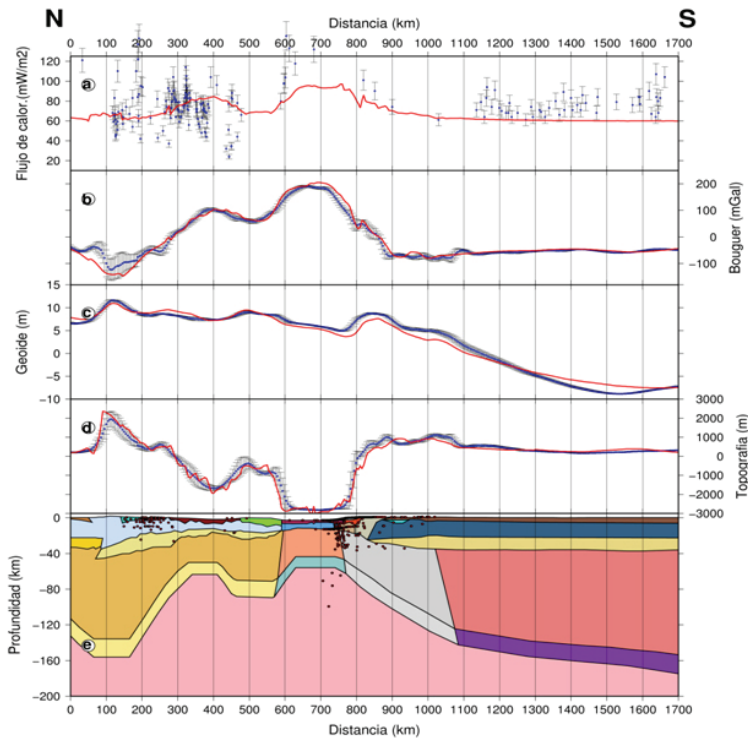


Fig. 4. Resultado de la modelización de la transecta con LitMod. En azul datos de los observables, y en rojo resultado del cálculo de las diferentes variables con LitMod. a) Heat flow; b) Anomalía de Bouguer; c) Geoide; d) Elevación; y e) Estructura cortical, del manto litosférico y de la astenosfera hasta una profundidad de 200 km, además de terremotos registrados por el ISC.

El flujo de calor aumenta en la Cuenca Sudbaleár debido al adelgazamiento cortical y del manto litosférico con la consecuente subida de la astenosfera y permanece relativamente constante en el resto de la transecta. El geoide decrece hacia el interior de la Plataforma Sahariana, por otro lado bastante esperable debido a que nos encontramos en esta zona en el interior de un cratón. Aquí hay que tener en cuenta que la forma del geoide es muy sensible al límite litosfera-astenosfera, al contrario que la anomalía de Bouguer, ya que casi la totalidad de su forma viene dada por las características de la corteza.

La distribución de hipocentros se concentran claramente en dos zonas principalmente, en los Pirineos a causa de convergencia de las placas Ibérica y Euroasiática, y en mayor cantidad en la costa Argelina, en el límite entre la corteza oceánica de la Cuenca Sudbaleár, y la corteza continental Argelina, llegando a profundidades de casi 100 km, definiendo una tendencia clara, pero sin poder afirmar si estamos

en una zona de subducción.

Asignando las composiciones del manto se pueden calcular las densidades, distribución de temperaturas, así como las velocidades de las ondas sísmicas. En la figura 5 se aprecia que las zonas menos densas corresponden al Surco de Valencia, y a la Cuenca Sudbaleaar, las cuales poseen una corteza muy adelgazada sobre todo la Cuenca Sudbaleaar donde ya se considera corteza oceánica. En la zona correspondiente al Promontorio Balear se aprecia un aumento de la densidad litosférica dejando bien definidos los límites de la estructura por la diferencia de densidad, y aumentando paulatinamente la densidad de la litosfera desde la Cuenca Sudbaleaar a la región de Kabyles-Tell-Atlas.

Esto es debido al engrosamiento del manto litosférico que al provocar un descenso en la base de la litosfera, conlleva una disminución de la temperatura, al contrario que en las zonas anteriormente adelgazadas. Por tanto esto provoca un aumento de la densidad en esta región y pasando de esta zona a la Plataforma Sahariana, con un cambio brusco de densidad, aumentando a medida que se engrosa aquí este manto debido a un decrecimiento térmico, aunque su composición química en óxidos es menos densa. Por tanto, se ve que la densidad del manto depende no solo de la composición, sino también de la presión y temperatura.

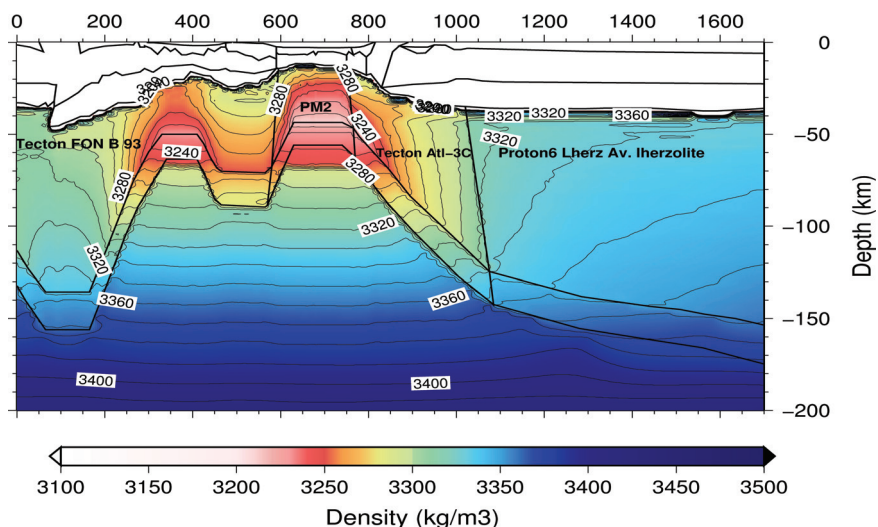


Fig. 5. Densidad en todo el perfil en kg/m^3 en la litosfera y astenosfera. Sobreimpuestas a esta imagen aparecen las líneas que delimitan los diferentes tipos de mantos y la estructura cortical. Isothermas cada 40 kg/m^3 .

La temperatura en la astenosfera es prácticamente constante, también queda claramente limitada la corteza en la que la temperatura asciende en profundidad. En la figura 6 se puede apreciar que en la región de los Pirineos (aproximadamente a 100 km del origen del perfil) en el límite corteza-manto se alcanzan los 800 grados

centígrados. A 700 km, en la Cuenca Sudbalear, este límite alcanza aproximadamente los 320 grados centígrados. El límite corteza-manto en la región Tell-Atlas-Kabyles, a 900 km del origen del perfil, alcanza los 700 grados centígrados, y por último en la Plataforma Sahariana, a 1400 km, se obtuvieron 600 grados centígrados. Como es de esperar las mayores temperaturas cercanas a la superficie dentro del manto, se encuentran de nuevo en las dos zonas adelgazadas, dejando en evidencia la estructura del manto litosférico.

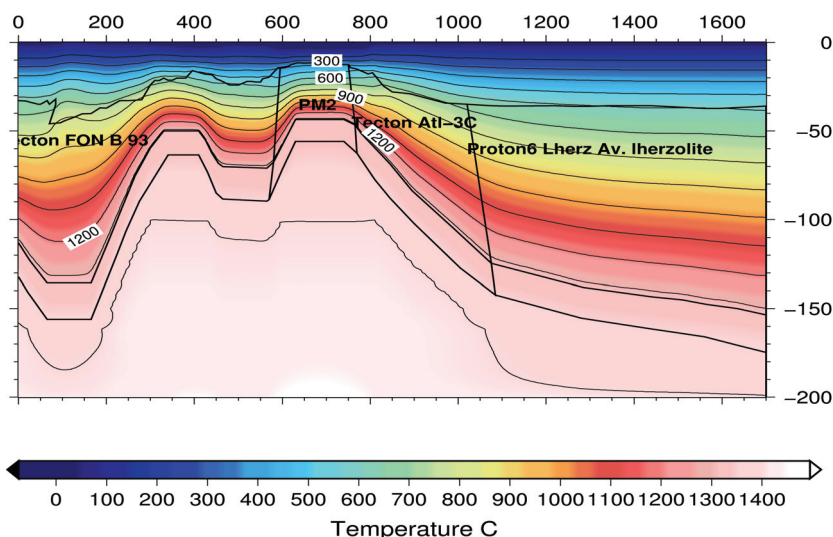


Fig. 6. Temperatura en grados centígrados a lo largo del perfil. Sobreimpuestas a esta imagen aparecen las líneas que delimitan los diferentes tipos de mantos. Isolíneas cada 100 grados centígrados.

LitMod también calcula velocidades sísmicas, permitiéndonos estudiar el perfil en profundidad (Fig 7). Para poder comparar las velocidades sísmicas con modelos tomográficos en proyectos futuros hemos representado las V_p .

Encontramos las mínimas velocidades del manto litosférico en las regiones adelgazadas de este, con unos valores que llegan incluso a 7.6 km/s en la zona de la Cuenca Sudbalear. Los valores máximos de velocidad en el manto litosférico los encontramos en las regiones más engrosadas alcanzando unos 8.1 km/s en la Plataforma Sahariana. En el sector de los Pirineos se aprecian altas velocidades.

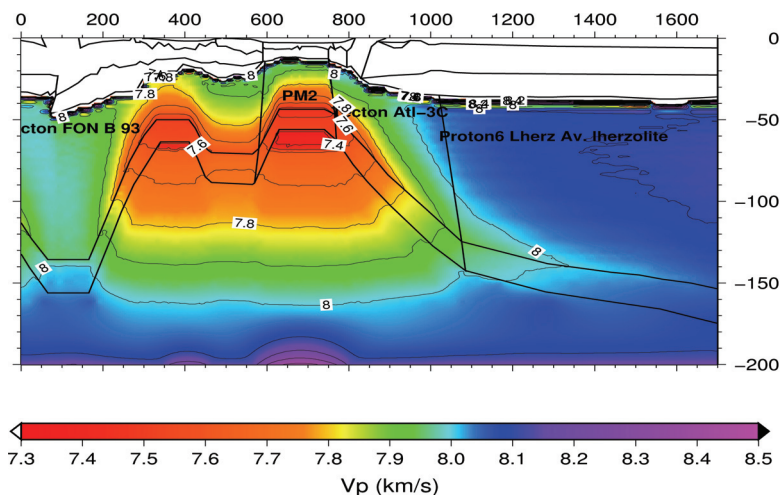


Fig. 7. Velocidades V_p (km/s) en profundidad del manto a lo largo del perfil.

4. Discusión

Este perfil ya se había modelizado con la metodología CAGES (Transmed, Cavazza et al, 2004), asumiendo un manto litosférico homogéneo. Por tanto no estaba caracterizado composicionalmente según su edad tectonotérmica. Esta caracterización composicional si se ha realizado para este trabajo, presentando un perfil en el que aparecen 4 tipos diferentes de manto en contraposición con el modelo anterior, además de presentar también datos de International Heat Flow Commission para comparar con los valores proporcionados por el LitMod.

Las principales diferencias entre ambos perfiles se encuentran en la forma del límite litosfera-astenosfera, ya que la estructura de la corteza no ha variado de forma notable. Como se aprecia en la Figura 8, estas diferencias se basan principalmente en un importante aumento de la profundidad de la litosfera bajo la región en los Pirineos, mientras que en el modelo CAGES, el LAB estaba en aproximadamente 142 km de profundidad, el modelo realizado con LitMod propone este límite en 156 km. El LAB en el Surco de Valencia, el Promontorio Balear y la Cuenca Sudbalear alcanza una profundidad de 63, 89 y 53 km respectivamente, semejantes a los valores obtenidos con CAGES. Mientras que la gran diferencia es la suavización de la pendiente del LAB en la región Kabyles-Tell-Atlas y un adelgazamiento del manto litosférico que en algún punto llega a más de 10 km. El modelo propuesto tiene el LAB mucho más gradual en esta zona, engrosándose de forma menos acusada que en el modelo CAGES, pero alcanzando profundidades similares al final de la transecta en la Plataforma Sahariana de unos 174 km.

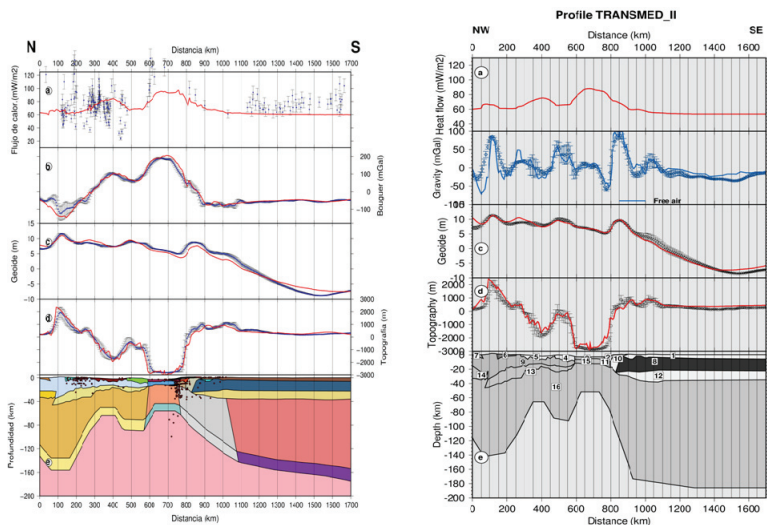


Fig. 8. Figura de la izquierda modelo de la transecta con LitMod; el modelo de la derecha corresponde al CAGES.

Es importante comentar también que el manto litosférico no se adelgaza tanto en el Surco de Valencia y sobre todo en la Cuenca Sudbalear. Los valores representados de flujo de calor en este modelo, procedentes del IHFC, nos hacen pensar que la litosfera es más delgada en la región de Argelia que la que se propuso en el modelo anterior con CAGES sin estos valores, ya que estos indican que el flujo de calor en Argelia es elevado, y por ello la litosfera debería ser un poco más delgada que la del modelo anterior. También es necesario elevar el flujo de calor respecto al modelado con CAGES en otras regiones, ya que según los datos obtenidos, el límite litosfera-astenosfera debería ser algo mayor en regiones como el Surco de Valencia y la Cuenca Sudbalear en comparación con el modelo anterior. No sería de extrañar que en la Plataforma Sahariana encontráramos una litosfera más delgada de lo que se ha propuesto en anteriores modelos. Este adelgazamiento de la litosfera en la Plataforma Sahariana propuesto aquí, nos puede sugerir, que el manto litosférico sea más joven de lo que en principio se podría pensar, ya que unos valores pequeños de este nos pueden indicar que el manto litosférico podría ser un Protón (como desde este trabajo se propone) o incluso un Tectón. Hay que recordar que según Begg et al (2009) cualquiera de las tres posibilidades son posibles con los datos que se barajan aún.

5. Conclusiones

El modelo presentado permite incorporar la variabilidad composicional del manto litosférico a partir de datos de xenolitos y de estudios globales que muestran una

variación secular de composición con la edad (Griffin et al., 1998, 1999). Además el modelo permite calcular la densidad en función de la presión, temperatura, composición y cambios de fase mineralógicos obteniendo una distribución de presiones y, por tanto, de elevaciones asociadas a cada columna litosférica más realista. Es importante reseñar de nuevo las diferencias que se han encontrado con el modelo anteriormente realizado con metodología CAGES, siendo principalmente la diferencia de espesores del manto litosférico entre ambos modelos, proponiéndose en este trabajo unos espesores en la región Kabyles-Tell-Atlas más delgados que en el modelo CAGES. Este modelo muestra un manto litosférico compuesto por 4 diferentes mantos, evidenciando diferentes ambientes tectónicos.

El modelo presentado aquí, muestra también que existe un engrosamiento del manto litosférico en los Pirineos en concordancia con los resultados del CAGES, pero aquí este engrosamiento es mayor. Igualmente presenta adelgazamientos litosféricos en el Surco de Valencia y de la Cuenca Sudbaleaar pero dichos espesores varían respecto del modelo anterior. Una gran diferencia la vemos en la región Kabyles-Tell-Atlas donde el espesor del manto litosférico resultante en el modelo presentado es menor de lo que cabría esperar de los resultados anteriores engrosándose de forma más gradual hasta la región de la Plataforma Argelina. Por otra parte, el manto litosférico de esta Plataforma continúa engrosándose hasta el final de la transecta, pero es considerablemente más delgado en el inicio de la región.

El modelo no está del todo ajustado, queda terminar de refinar el modelo en la región de la Plataforma Sahariana, que además es el lugar que más incertidumbres muestra debido a un menor número de restricciones. El modelo podrá sufrir algún cambio en el futuro, como consecuencia de la comparación con tomografía global con velocidades de ondas P y S, y con nuevos datos de Pn correspondientes a la región de la Cuenca Sudbaleaar y la Península Ibérica proporcionados por TopoMed y Topo-Iberia que tienen previsto realizarse en estas regiones. Además, en el futuro se realizarán otras dos transectas, que cruzarán la Península Ibérica, y también se pretende realizar un modelado 3D en la Península Ibérica y sus márgenes.

Agradecimientos

Este estudio ha sido parcialmente subvencionado por los proyectos Topo-Iberia CSD2006-00041 y TopoMed/GASAM (07-TOPO-EUROPE-FP-006/CGL2008-03474-E/BTE). Se agradece a J.C Afonso y J.Fullea por las interesantes discusiones mantenidas.

Referencia bibliográfica

- Afonso, J.C., Fernandez, M., Ranalli, G., Griffin, W.L., Connolly, J.A.D., (2008), Integrated geophysical-petrological modelling of the lithospheric-sublithospheric upper mantle: methodology and applications. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q05008. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001834>
- Begg, G. Griffin, W.L., Natapov, L.M., O'Reilly, S.Y., Grand, S., O'Neill, C.J., Poudjom Djomani, Y., Deen, T., Hronsky, J., Bowden, P., (2009), The litho-

- spheric architecture of Africa: seismic tomography, mantle petrology and tectonic evolution. *Geosphere* 5, 23–50. <http://dx.doi.org/10.1130/GES00179.1>
- Cavazza W, Roure F, Spakman W, Stampfli GM, Ziegler PA (eds)(2004) The TRANSMED Atlas - The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer, Berlin Heidelberg. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7>
- Fabriès, J., Lorand, J.-P., Bodinier, J.-L., Dupuy, C., (1991), Evolution of the upper mantle beneath the Pyrenees: evidence from orogenic spinel lherzolite massifs. In: Menzies, M.A., Dupuy, C., Nicolas, A.J. (Eds.), *J. Petrology, Special Lherzolites Issue*, pp. 55–76.
- Fernandez, M., I. Marzan, A. Correia, and E. Ramalho, (1998), Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula, *Tectonophysics*, 291, 29 – 53. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00029-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00029-8)
- Fullea, J., M. Fernández, and H. Zeyen (2008), FA2BOUG–A FORTRAN 90 code to compute Bouguer gravity anomalies from gridded free-air anomalies: Application to the Atlantic-Mediterranean transition zone, *Comput. Geosci.*, 34(12), 1665–1681, <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2008.02.018>
- Griffin WL, Zhang AD, O'Reilly SY, Ryan CG (1998) Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower M, Chung SL, Lo CH, Lee TY (eds) *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. American Geophysical Union, Washington DC*, pp 107–126
- Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Ryan, C.G., (1999), The composition and origin of sub-continental lithospheric mantle. In: Fei, Y., Berkta, C.M., Mysen, B.O. (Eds.), *Mantle Petrology: Field observations and High-Pressure Experimentation: A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd: Geochem. Soc. Special. Pub.*, vol. 6, pp. 13–45.
- Griffin, W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Begg G., (2008). The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications. *J. Petrol.* <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egn033>
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V. & Wanke, H. (1979). The abundance of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference. Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement 2031-2050.*
- Mauffret, A. (1976): Etude Gtodynamique de la Marge des îles Balears. These de Doctorat d'Etat. Université Pierre et Marie Curie. Paris, 6
- Mauffret, A., Maldonado, A., Campilo, A., (1992). Tectonic framework of the eastern Alboran and western Algerian basins (Western Mediterranean). In: Maldonado, A. (Ed.), *The Alboran Sea, Special Issue. Geo-Mar. Lett.* 12, 104-110.
- O'Reilly, S.Y., and Griffin, W.L. (1990). Geophysical and petrologic properties of the crust/mantle boundary region, eastern Australia: relevance to the Eromanga-Brisbane transect. Australian Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics (BMR), Bulletin 232, 203-212.

- Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K. (2008), An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM 2008, presented at Session G3: "GRACE Science Applications", EGU Vienna.
- Roca, E. et al. (9 authors), (2004), TRANSMED Transect II: Aquitaine Basin - Pyrenees - Ebro Basin - Catalan Range - Valencia Trough – Balearic Block - Algerian Basin - Kabylies - Atlas - Saharan Platform, in Cavazza, W., Roure, F., Spakman, Stampfli, G.M. and Ziegler, P.A., eds., *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*: Heidelberg, Springer-Verlag.
- Sandwell, D. T., Smith H. W. F. (1997). Marine gravity anomalies from GEOSAT and ERS-1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102, 10,039 – 10,054. <http://dx.doi.org/10.1029/96JB03223>
- Wittig, N., Pearson, D.G, Baker, J.A., Duggen, S. and Hoernle, K (2010) A major element, PGE and Re-Os isotope study of Middle Atlas (Morocco) peridotite xenoliths: evidence for coupled introduction of metasomatic sulphides and clinopyroxene *Lithos*, 115. pp. 15-26. ISSN 0024-4937. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.003>
- Zeyen H, Fernández M, (1994) Integrated lithospheric modelling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: application to the NE Spanish geotranssect, *J. Geophys. Res.* 99. 18089–18102. <http://dx.doi.org/10.1029/94JB00898>