

Geometría del Moho en el Centro Peninsular obtenida a partir de datos gravimétricos

C. Rey Moral⁽¹⁾, D. Gómez Ortiz⁽²⁾ y R. Tejero López⁽³⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
E-mail: c.rey@igme.es

(2) ESCET-Área de Geología, Universidad Rey Juan Carlos, C/Tulipán, s/n. 28933 Móstoles (Madrid)
E-mail: d.gomez@escet.urjc.es

(3) Dpto. Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria 28040 Madrid
E-mail: rosatej@geo.ucm.es

RESUMEN

El análisis espectral de datos gravimétricos ha sido utilizado para investigar la geometría de las principales discontinuidades gravimétricas corticales del centro peninsular. El área estudiada presenta una anomalía de Bouguer negativa en la que se superponen los efectos superficiales del relleno de las cuencas sedimentarias terciarias, cuencas del Duero y del Tajo, y los efectos de fuentes más profundas como el descenso de la discontinuidad del Moho bajo el Sistema Central puesto de manifiesto por estudios sísmicos. Para discriminar los efectos de las fuentes superficiales y profundas de similar longitud de onda se ha optado por calcular el efecto gravimétrico de los sedimentos terciarios y restarlo del mapa gravimétrico observado. El espectro de potencia del mapa gravimétrico obtenido frente a la frecuencia, muestra que la fuente regional está situada a una profundidad media de 29.9 ± 4.6 km. El mapa de anomalía regional, asociada a esta fuente, muestra un mínimo relativo NE-SO en el Sistema Central y otro mínimo relativo NO-SE en la zona oriental y central de la Cordillera Ibérica. De acuerdo con los datos sísmicos esta profundidad corresponde a la posición de la principal discontinuidad de densidad de la corteza, es decir del Moho. Mediante la inversión de los datos gravimétricos se ha calculado la geometría del Moho. Esta geometría indica la existencia de dos dominios bien diferenciados: un dominio norte y nororiental caracterizado por alineaciones NO-SE a E-O y un dominio suroccidental caracterizado por alineaciones NNE-SSO a E-O. El mayor descenso del Moho se produce bajo el Sistema Central y la Cordillera Ibérica, alcanzando el espesor de la corteza más de 34 km. La relación entre la geometría obtenida y las grandes estructuras alpinas del centro peninsular sugiere el importante papel que la deformación a escala cortical ha tenido en las etapas de deformación alpinas.

Palabras clave: análisis espectral, anomalía gravimétrica, inversión gravimétrica 3D, Sistema Central Español, topografía del Moho

Topography of the Moho undulations in Central Spain from gravity data

ABSTRACT

Spectral analysis of gravity data has been used to investigate the geometry of the main gravity discontinuities in Central Spain. The area shows a negative Bouguer Anomaly in which the gravity effect of both tertiary basins (Duero and Tajo river basins) and the deeper crustal sources, as it is shown in Central Spain seismic data, are superimposed. In order to isolate the gravity effect due to regional and residual sources, which provide the same wavelength, the gravity effect due to the tertiary basins has been calculated and subtracted from the observed gravity map. Calculating the gravity power spectrum for the new Bouguer anomaly map previously obtained, and representing its natural logarithm versus the frequency, a regional source located at a mean depth of 29.9 ± 4.6 km is obtained. Regional anomaly gravity map shows two relative minimum trending NE-SW, corresponding to the Spanish Central System and NW-SE, in the Iberian Chain. Regarding the seismic data in Central Spain, this depth corresponds to the main discontinuity in the crust, so is the Moho. The inversion of gravity data has provided the geometry of the Moho. The Moho geometry shows the occurrence of two remarkable domains: the North and Northeast domain with NW-SE and E-W trending and the Southwest domain with NNE-SSW and E-W trending. The Moho deepens under the Spanish Central System and the Iberian Chain, providing a crust thickness of more than 34 km. The connection between the obtained Moho geometry and the main Alpine structures in Central Spain suggest the important role that the cortical scale deformation has had in the Alpine tectonic deformation.

Key words: Central Spain, gravity anomaly, Moho topography, spectral analysis, 3D gravity inversion

Introducción

En la zona centro-oriental de la Península Ibérica se encuentran dos cadenas intraplaca: el Sistema

Central de orientación NE-SO y la Cordillera Ibérica que se extiende en dirección NO-SE. Estas cadenas están limitadas por cuencas intracontinentales rellenas de sedimentos terciarios: Cuenca del Duero,

Cuenca del Tajo y Cuenca del Ebro. Según los estudios sísmicos, en esta zona la corteza tiene un espesor medio de unos 31 km (Banda *et al.*, 1981; ILIHA DSS Group, 1993) engrosándose bajo el Sistema Central donde el Moho desciende hasta los 35 km (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993). El área está caracterizada por una anomalía de Bouguer negativa, anomalía que se extiende por todo el centro peninsular y en la que los mínimos relativos más acusados están asociados a las cuencas terciarias y al área central de la Cordillera Ibérica (Mezcua *et al.*, 1996). Las investigaciones gravimétricas han apuntado la existencia de engrosamientos corticales bajo el Sistema Central (Cadavid, 1977; Gómez Ortiz, 2001) y la Cordillera Ibérica (Salas y Casas, 1993).

En este trabajo se pretende investigar mediante métodos gravimétricos la geometría del Moho en la zona centro-oriental de la Península Ibérica (Fig. 1). Ya que uno de los problemas básicos en la interpretación de las anomalías de Bouguer es la separación entre las contribuciones de las fuentes superficiales y profundas que generan las anomalías, en este estudio se va a calcular en primer lugar el efecto gravi-

métrico de las cuencas sedimentarias terciarias. Este efecto se va a sustraer del Mapa de anomalías de Bouguer para eliminar las anomalías gravimétricas correspondientes a fuentes superficiales de gran extensión. A partir del mapa gravimétrico obtenido y mediante técnicas de análisis espectral, se investigará la profundidad y geometría de las fuentes profundas.

Marco geológico

Las principales unidades estructurales del centro peninsular han sido creadas en las sucesivas etapas tectónicas alpinas (Fig. 1). Durante el Mesozoico domina un régimen tectónico extensional muy bien registrado en la zona oriental de la península. La extensión comienza en el Pérmico Superior y continúa hasta el Cretácico Medio. En este intervalo de tiempo se producen dos etapas de "rifting"; la primera en el Pérmico-Triásico y la segunda en el Jurásico-Superior-Cretácico Medio (Mas *et al.*, 1993; Guimerá *et al.*, 1995; Van Wees *et al.*, 1998; Salas *et al.*, en pre-

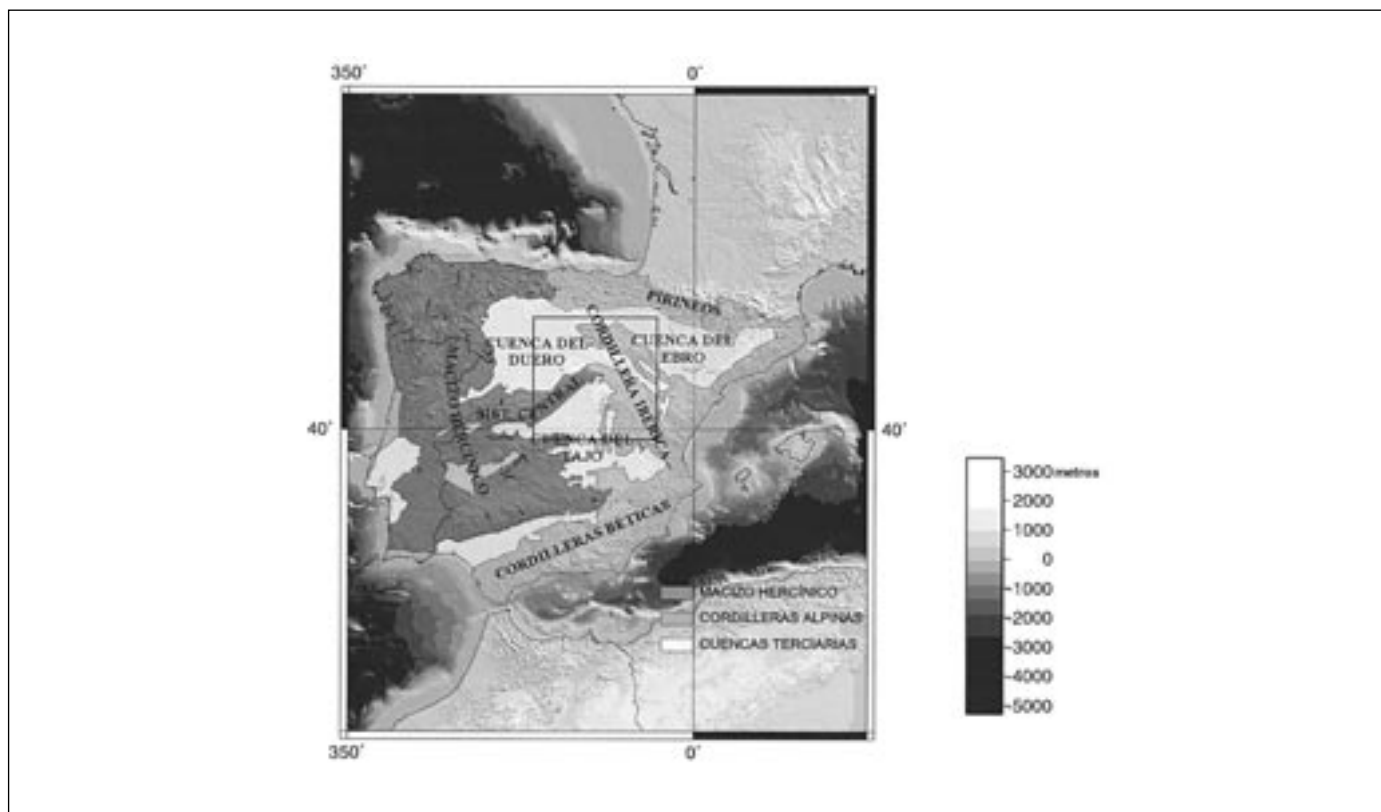


Fig. 1. Modelo digital del terreno de la Península Ibérica donde se ha recuadrado el área de estudio. Se definen las principales estructuras geológicas del centro peninsular. Coordenadas geográficas
Fig. 1. Digital elevation model of the Iberian Peninsula. Inset shows the study area. The main geological structures have been delimited. Geographical coordinates

sa). En el este peninsular, la tectónica extensional da lugar a la formación de un conjunto de cuencas sedimentarias pertenecientes a la que se ha denominado Cuenca Celtibérica o Ibérica (p.e. Vegas y Banda, 1982; Van Wees *et al.*, 1998; Salas *et al.*, en prensa). Dos de ellas, la cuenca de Cameros y la Cuenca del Maestrazgo llegan a acumular más de 5000 m de espesor de sedimentos mesozoicos.

A finales del Cretácico se inicia la convergencia de las placas Euroasiática y Africana instaurándose un régimen compresivo. En el borde septentrional de la placa Ibérica se forman los Pirineos y su prolongación hacia el oeste, la Cordillera Cantábrica, acompañadas del desarrollo de sus correspondientes cuencas de antepaís, la Cuenca del Ebro y el borde norte de la Cuenca del Duero. En el borde meridional se crean las Cordilleras Béticas y su cuenca de antepaís, la Cuenca del Guadalquivir.

En el dominio intraplaca, los esfuerzos compresivos deforman la litosfera creando dos cadenas montañosas y dos cuencas sedimentarias. En la zona centro oriental peninsular la inversión tectónica de la Cuenca Ibérica da lugar a la formación en el Paleógeno de una cadena montañosa de dirección NO-SE: la Cordillera Ibérica (Fig. 1). Está constituida por un cinturón de pliegues y cabalgamientos que presentan una doble vergencia. En su extremo norte y noroeste la vergencia es hacia el este (Sierra de Cameros y Rama Aragonesa) mientras que las estructuras en las zonas sur y sureste tienen una vergencia hacia el oeste (Rama Castellana y Sierra de Altomira) (Guimerá y Álvaro, 1990). La Sierra de Altomira, situada en su límite occidental, forma un cinturón de cabalgamientos de dirección N-S. Su formación puede ser el resultado del escape lateral de la cobertera hacia el antepaís no deformado situado en la posición ocupada actualmente por la Cuenca del Tajo (Muñoz Martín y De Vicente, 1998). Al oeste de la Cordillera Ibérica la compresión alpina da lugar a la formación de otra cadena intraplaca de dirección NE-SO, el Sistema Central. Consiste en un bloque cortical elevado a favor de dos fallas inversas en el que afloran preferentemente las rocas ígneas y metamórficas del basamento varisco. En su zona oriental, zona de enlace con la Cordillera Ibérica, sobre el basamento se superpone una delgada cobertera mesozoica. La estructura de la cadena está caracterizada por bloques limitados por fallas inversas, cuyos más altos relieves constituyen la divisoria de aguas entre las cuencas de los ríos Duero y Tajo. Dos fallas inversas, las fallas del borde norte y sur (Racero, 1988) superponen los materiales mesozoicos y paleozoicos sobre los sedimentos terciarios. El desplazamiento en la vertical de estas fallas llega a alcanzar los 4000 m (Querol, 1989; Gómez Ortiz, 2001).

Datos gravimétricos

Los datos de anomalías de Bouguer proceden de dos fuentes distintas. Un total de 2982 estaciones proceden de levantamientos realizados como parte de tesis doctorales (Gómez Ortiz, 2001; Rey Moral, 2001) y proyectos de investigación (DGICYT PB 91/0397, PB 94/0242 y PB 98/0846). El segundo conjunto de datos pertenece al Mapa de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica (Mezcua *et al.*, 1996). La compatibilidad entre los dos conjuntos se ha evaluado comparando las medidas en estaciones comunes. El error cuadrático medio calculado es de ± 0.88 mGal, valor que no introduce distorsiones en el cálculo del Mapa de Anomalías de Bouguer en estudios de carácter regional. La distribución de las estaciones en el área no es homogénea oscilando entre una estación cada 9 km^2 y una estación cada 30 km^2 . La densidad de reducción es 2.67 g/cm^3 y el elipsoide adoptado para calcular la gravedad teórica es el World Geodetic System de 1984 (WGS 84), el cual incluye una corrección de la atracción causada por la masa atmosférica.

En los levantamientos gravimétricos propios se ha calculado la corrección del terreno hasta una distancia de 167 km. De ellas las correcciones próximas al punto de observación, hasta una distancia de 170 m, fueron realizadas en el campo. Más allá de los 170 m, el efecto de la topografía se calculó utilizando métodos numéricos que implican la simulación del terreno por un modelo digital de elevaciones, utilizando el algoritmo de Kane (1962). El máximo error planimétrico horizontal es de ± 50 m, descendiendo a ± 30 m, donde se ha utilizado GPS para la localización de las estaciones. La duplicación de un 8.85% de estaciones de medidas gravimétricas y altimétricas ha permitido realizar el cálculo de errores del levantamiento efectuado. De esta manera se ha estimado un error cuadrático medio de ± 1.85 mGal.

El total de los datos se ha interpolado a una malla regular de 3500 m mediante *kriging*. La distribución de las anomalías de Bouguer en el área de estudio se muestra en el mapa de Anomalías de Bouguer (Fig. 2).

Mapa de Anomalías de Bouguer

Los valores de anomalía de Bouguer del mapa (Fig. 2) presentan una amplia variación, oscilando entre los -145 mGal al norte de Madrid y los -45 mGal al este del mapa. En él pueden observarse numerosos gradientes de diferentes orientaciones, así como diversos máximos y mínimos gravimétricos relativos. A grandes rasgos, el mapa muestra la presencia de dos zonas o dominios principales: NE-SO y NO-SE. En la

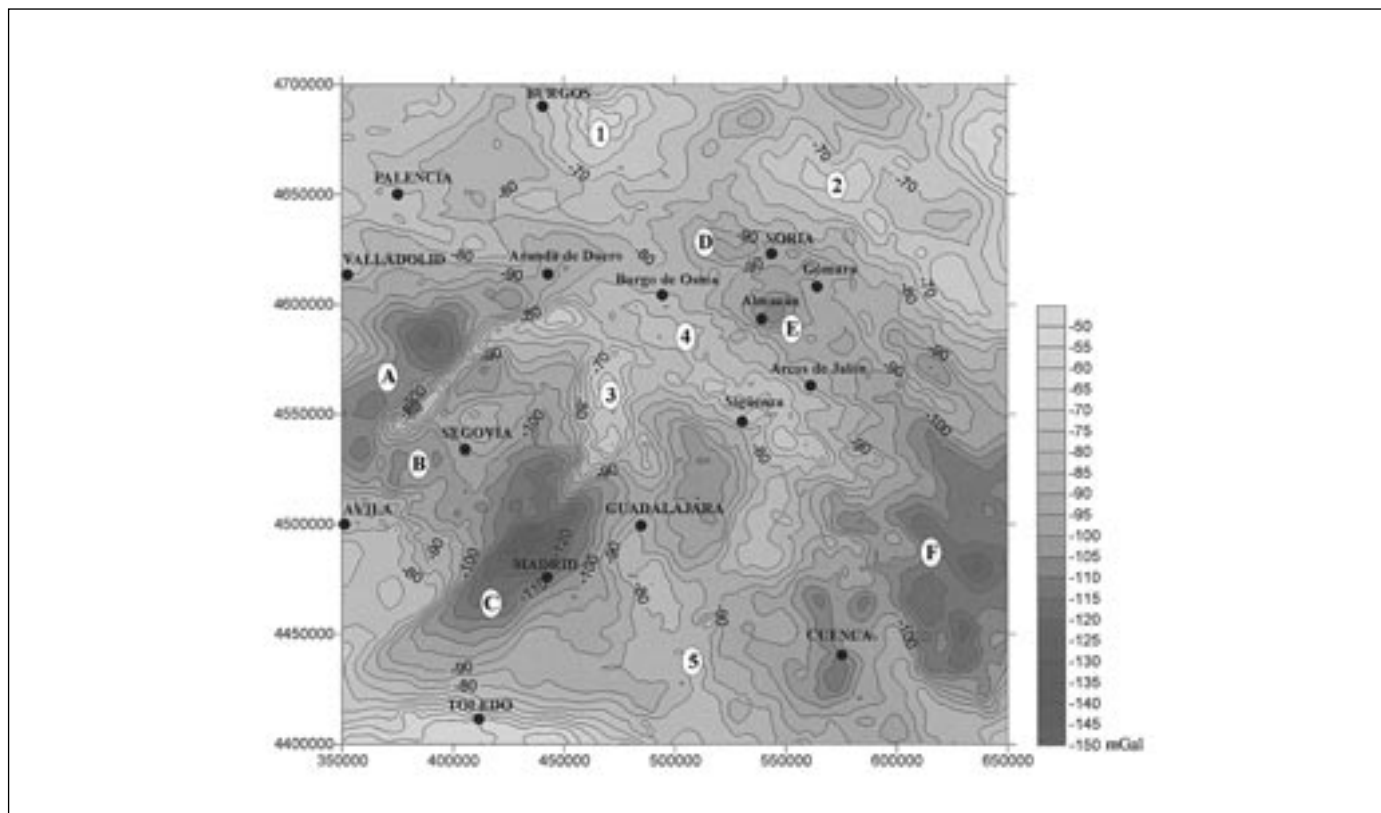


Fig. 2. Mapa de anomalías de Bouguer. Con números se señalan los máximos gravimétricos relativos y con letras los mínimos gravimétricos relativos. Intervalo de isonómalas 5mGal. Coordenadas UTM en metros

Fig. 2. Bouguer anomaly map. Relative gravity highs are represented by numbers, whereas letters indicate the location of the relative gravity lows. Contour interval 5 mGal. UTM coordinates in metres, zone 30N

zona occidental del área estudiada las principales anomalías y gradientes gravimétricos tienen una orientación NE-SO. En ella se pueden diferenciar de norte a sur: un mínimo gravimétrico relativo asociado a la zona meridional de la Cuenca de Duero (A), un área de clara orientación general NE-SO que constituye un máximo relativo de anomalías de Bouguer y que geológicamente representa el Sistema Central (B), y una última zona, al sur, de características similares a la primera, que también constituye un mínimo gravimétrico relativo y que corresponde a la zona septentrional de la Cuenca de Madrid (C). Estos máximos y mínimos relativos están separados por fuertes gradientes relacionados con los límites del Sistema Central con las cuencas sedimentarias mediante dos fallas inversas de gran ángulo.

El segundo dominio dentro del mapa lo constituyen las alineaciones, predominantemente de mínimos gravimétricos relativos que, con orientación NO-SE, se extiende desde Soria hasta el este de la ciudad de Cuenca. Dentro de estos mínimos relativos destaca el situado al noroeste de Soria (D), con dirección E-O, y que está relacionado con la Cuenca mesozoica de

Cameros. El mínimo relativo asociado a la Cuenca de Almazán (E) y el mínimo que con más de 50 km de longitud de onda se asocia a la parte central de la Cordillera Ibérica (F).

Otros dos mínimos relativos N-S destacables en el mapa, se encuentran el límite centro-occidental de la Cordillera Ibérica (zona de Cuenca) y zona nororiental de la Cuenca del tajo este último está relacionado con una potente sucesión de materiales terciarios (Querol, 1989).

Los máximos relativos, que alcanzan -50 mGal, se sitúan en el norte del área. Al este de Burgos (1), con dirección E-O, se relacionaría con las estribaciones más occidentales de la Sierra de la Demanda. El máximo, que con dirección NO-SE (2), coincidiría con la zona de unión entre la parte oriental de la Sierra de Cameros y Cordillera Ibérica, con la Cuenca del Ebro. La zona de unión entre el Sistema Central y la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, está marcada por un máximo relativo (3) de dirección N-S relacionado con los materiales del Ordovícico Superior. Otro máximo de dirección NO-SE (4) sería el relacionado con los materiales triásicos y jurásicos de la Rama

Castellana de la Cordillera Ibérica. El máximo 5, está asociado a las estribaciones occidentales de la Sierra de Altomira, en su unión con la Cuenca del Tajo.

Efecto gravimétrico de las cuencas sedimentarias

Parte de los mínimos relativos existentes en el mapa de anomalías de Bouguer se centran en las cuencas del Duero y del Tajo, asociados a los sedimentos terciarios, materiales de menor densidad que rellenan las cuencas. Desde un punto de vista gravimétrico, estas cuencas constituyen fuentes que dan lugar a una anomalía de baja frecuencia que puede fácilmente atribuirse a fuentes profundas (p.e. Chakraborty y Agarwal, 1992). Como ya se mencionaba en la introducción, uno de los problemas básicos en la interpretación de las anomalías de Bouguer es separar las contribuciones de fuentes superficiales y profundas. Para mejorar la discriminación entre las distintas fuentes se ha calculado la anomalía gravimétrica de

las cuencas con objeto de poder sustraerlas del mapa de anomalías observado y trabajar con un mapa gravimétrico en el que las anomalías de larga longitud de onda puedan estar directamente relacionadas con fuentes profundas. Su estimación necesita el conocimiento de la geometría del cuerpo y el contraste de densidad con el material que le rodea. La geometría de las cuencas se ha definido mediante mapas del espesor de sedimentos terciarios publicados (Blanco y Merten, 1974; Querol, 1989; Muñoz Martín, 1997), salvo en el caso de la cuenca de Almazán, en el extremo oriental de la Cuenca del Duero, donde este mapa ha sido elaborado a partir de la restitución de líneas sísmicas de reflexión (Shell, 1982) por uno de los autores de este trabajo (Rey Moral *et al.*, 2000; Rey Moral, 2001). Los valores del contraste de densidad se han calculado a partir de datos procedentes del *density log* de los sondeos La Seca y Olmos, ambos pertenecientes a la Cuenca del Duero y el Gredal-1, perteneciente a la Cuenca de Almazán (Fig. 3).

La estimación de la anomalía gravimétrica se ha

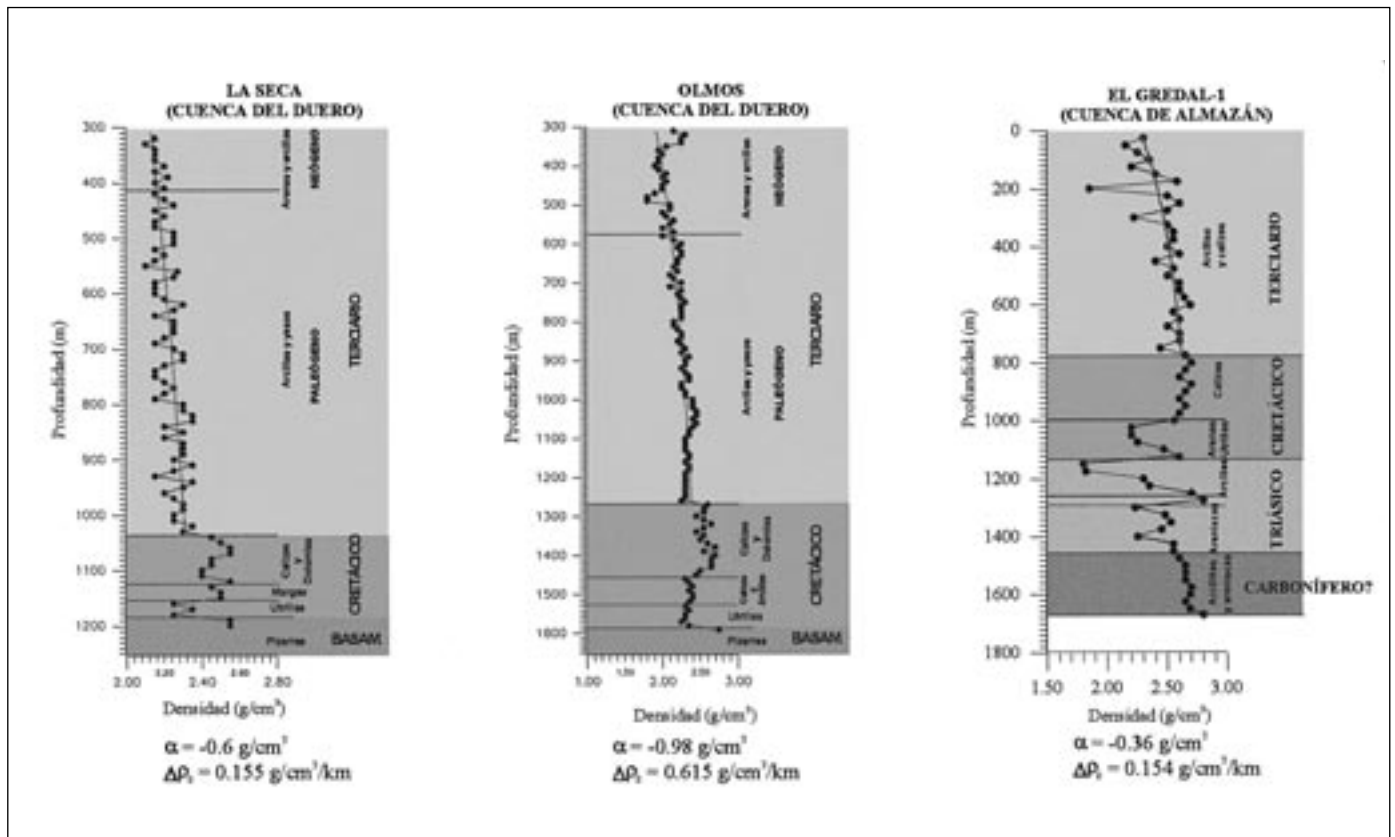


Fig. 3. Density logs de los sondeos utilizados para calcular la anomalía gravimétrica de las cuencas. A los sondeos se les ha añadido la curva de densidades ajustada para sondeo. En cada uno de los sondeos se indican los parámetros utilizados en el cálculo del efecto gravimétrico de las cuencas sedimentarias: α y $\Delta\rho$

Fig. 3. Density logs used to calculate the gravity anomalies associated to the basin sedimentary infilling. A density vs. depth curve has been fitted to each well. The parameters used to compute the sedimentary infilling gravity effect are shown for each well

calculado considerando que el volumen de la cuenca se puede describir mediante un conjunto de prismas, de planta cuadrada e igual al espaciado del mapa de espesores, cuya altura es igual al espesor de sedimentos y cuyo contraste de densidad está definido por una función parabólica. Este método, desarrollado por Chakravarthi et al. (2002) ha sido utilizado con éxito para determinar la respuesta gravimétrica teórica del relleno sedimentario de la cuenca de Los Ángeles (California).

A partir del trabajo de Chakravarthi y Rao (1993), la función que mejor define la variación de la densidad con la profundidad para una cuenca sedimentaria es:

$$\Delta\rho(z) = \frac{\Delta\rho_0^3}{(\Delta\rho_0 - \alpha z)^2} \quad (1)$$

donde z es la profundidad en km, $\Delta\rho$ es el contraste de densidad en g/cm^3 , $\Delta\rho_0$ es el contraste de densidad en superficie en g/cm^3 y α es una constante expresada en $\text{g/cm}^3/\text{km}$. Los valores de $\Delta\rho_0$ y α se obtienen ajustando los datos de densidad-profundidad procedente de sondeos a una función del tipo indicado mediante mínimos cuadrados.

Así, un prisma cuyo techo está situado a una profundidad z_1 respecto a un plano de referencia, el fondo a una profundidad z_2 respecto al mismo plano, y las dimensiones de las caras son $2T$ en la dirección x y $2Y$ en la dirección y , su anomalía gravimétrica en un punto $(x, y, 0)$ situado sobre el plano de referencia vendrá definida por (Chakravarthi et al., 2002):

$$g(x, y, 0) = G\Delta\rho(z) \int_{z_1}^{z_2} \int_{-T}^T \int_{-Y}^Y \frac{z_1 dx_1 dy_1 dz_1}{\left[(x-x_1)^2 + y_1^2 + z_1^2 \right]^{3/2}} \quad (2)$$

expresión que una vez integrada y sustituyendo $\Delta\rho(z)$ por la ecuación 1 proporciona el efecto gravimétrico buscado. La suma de la anomalía gravimétrica de cada prisma que define la cuenca para cada punto $(x, y, 0)$, proporciona la anomalía gravimétrica total en ese punto.

Resultados del cálculo de la anomalía gravimétrica producida por las cuencas

En las Figuras 4a y 4b se han representado, junto a los esquemas geológicos y los mapas de espesor de sedimentos terciarios utilizados, las anomalías gravimétricas calculadas. En la Figura 3 se muestran los ajustes estimados para los sedimentos terciarios en cada sondeo. En el área estudiada la Cuenca del

Duero presenta un máximo espesor de sedimentos en áreas adosadas al límite septentrional del Sistema Central, al borde sur de la Cuenca de Cameros y en la Cuenca de Almazán (AEROSERVICE, 1964; Blanco y Merten, 1974; IGME, 1987; ITGE, 1990; Bond, 1996; Maestro, 1999; Casas-Sainz et al., 2000; Rey-Moral, 2001). En su extremo oriental, en la cuenca de Almazán los sedimentos paleógenos tienen una potencia mayor de 3000 m (ITGE, 1990; Bond, 1996; Maestro, 1999; Rey-Moral, 2001), sobre los que se disponen alrededor de 500 m de sedimentos neógenos (Armenteros et al., 1989; Carballeira y Pol, 1989; Bond, 1996). El ajuste parabólico del *density log* del Gredal ha proporcionado un valor de contraste de densidad de -0.36 g/cm^3 para el parámetro $\Delta\rho_0$ y $0.154 \text{ g/cm}^3/\text{km}$ para el parámetro α . Este valor difiere bastante del calculado en el sondeo de La Seca, donde el contraste es de -0.6 g/cm^3 para el parámetro $\Delta\rho_0$ y $0.155 \text{ g/cm}^3/\text{km}$ para el parámetro α , así como en el sondeo de Olmos, donde el contraste es de -0.98 g/cm^3 para el parámetro $\Delta\rho_0$ y $0.615 \text{ g/cm}^3/\text{km}$ para el parámetro α . A pesar de la diferencia, estos valores se han mantenido en los cálculos considerando que, en ausencia de un mayor número de datos de densidades, los datos de los sondeos son los más representativos. Además, por otra parte, las áreas fuente de los sedimentos son diferentes por lo que existen diferencias litológicas que crean variaciones laterales de densidad dentro de la cuenca. Por ello, se ha calculado la anomalía gravimétrica de la cuenca de Almazán utilizando los datos del sondeo de El Gredal, mientras que para el resto de la cuenca del Duero se ha usado los datos del sondeo de La Seca, que son los de valor intermedio entre los 3 sondeos disponibles. La anomalía gravimétrica de la zona oriental de la cuenca del Duero alcanza -38 mGal en su límite con el borde norte del Sistema Central. En la Cuenca de Almazán la anomalía es de -27 mGal en el depocentro de la cuenca.

En la Cuenca del Tajo los mayores espesores se encuentran en el área de Madrid y en la zona oriental, en las proximidades del límite con la Cordillera Ibérica (Querol, 1989). El contraste de densidad utilizado es el mismo que el de la cuenca del Duero, ante la ausencia de datos de *density log* en materiales terciarios para esta cuenca. La anomalía calculada tiene unos valores mínimos de -45 mGal .

Mapa de anomalías de Bouguer sustraído el efecto gravimétrico de los rellenos sedimentarios terciarios

En la Figura 5 está representado el mapa gravimétrico resultante de la sustracción del efecto gravimétrico

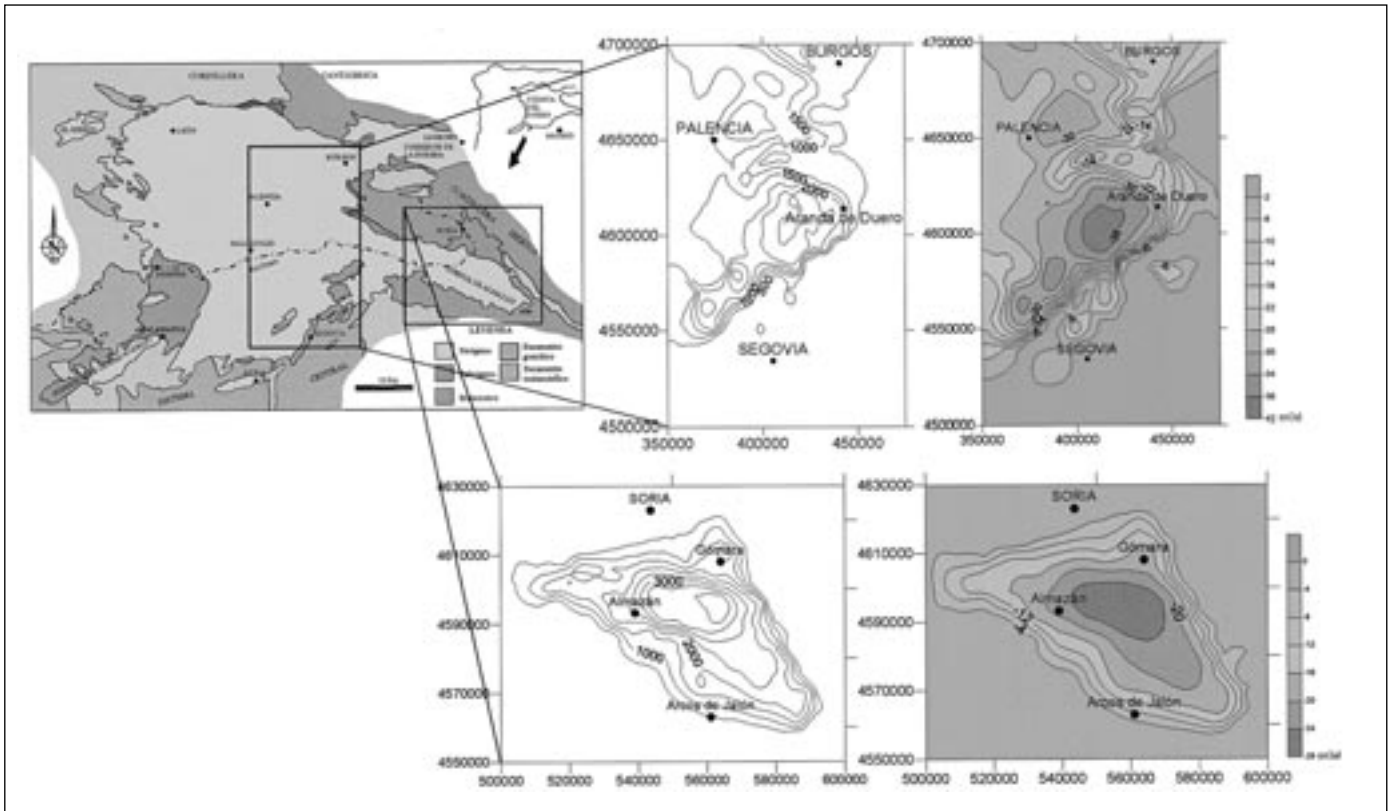


Fig. 4a. Esquema geológico de la Cuenca del Duero donde se han recuadrado las dos áreas que han sido utilizadas para el cálculo del efecto gravimétrico de las cuencas. En la parte superior aparece el mapa de espesor de sedimentos terciarios (en metros) y la anomalía gravimétrica (en mGal) correspondiente al área de la Cuenca del Duero utilizada. Contraste de densidad utilizado: -0.6 g/cm^3 . En la parte inferior se muestra el mapa de espesor de sedimentos terciarios (en metros) y la anomalía gravimétrica (en mGal) de los mismos correspondiente a la Cuenca de Almazán. Contraste de densidad utilizado: -0.36 g/cm^3

Fig. 4a. Geological sketch of the Duero basin. The two areas used to calculate the sedimentary infilling gravity effect are shown. Top: isopach map (in metres) of the Duero Basin and its gravity anomaly (in mGal). Density contrast: -0.6 g/cm^3 . Bottom: isopach map (in metres) and gravity anomaly (in mGal) of the Almazán Basin. Density contrast: -0.36 g/cm^3

co del relleno de las cuencas al mapa de Anomalías de Bouguer observado. En él, se observa como los mínimos asociados a las cuencas están muy atenuados o han pasado a ser máximos relativos como en la Cuenca del Tajo, destacando sendos mínimos relativos asociados a las cadenas montañosas. Además existen gradientes marcados por una fuerte pendiente, particularmente evidentes en los límites de la cuenca del Tajo con el Sistema Central, Sierra de Altomira y Cordillera Ibérica. El carácter de estos gradientes se debe en parte al modelo geométrico de las cuencas utilizado en los cálculos. Variaciones en el espesor real de los sedimentos no contempladas en los mapas utilizados y variaciones en el contraste de densidad modificarían los resultados obtenidos. Estas incertidumbres son difíciles de eliminar. Ello requeriría más datos de profundidad de las cuencas y una intensificación de las medidas de datos de densi-

dades, ya sea en sondeo o en rocas aflorantes. Los datos existentes indican que bajo las cuencas se encuentra una sucesión mesozoica poco potente suprayacente a un basamento varisco formado por rocas metamórficas. Estas rocas tienen densidades mayores que los sedimentos terciarios y cuya anomalía debe tener un carácter más positivo, lo cual es coherente con el resultado aquí obtenido.

Determinación de la profundidad de las principales discontinuidades gravimétricas corticales

En el dominio de las frecuencias, el cálculo del espectro de potencia de los datos de anomalías de campos potenciales permite discriminar las fuentes regional y residual y, además, aproximar las profundidades medias de los horizontes que contienen las fuentes

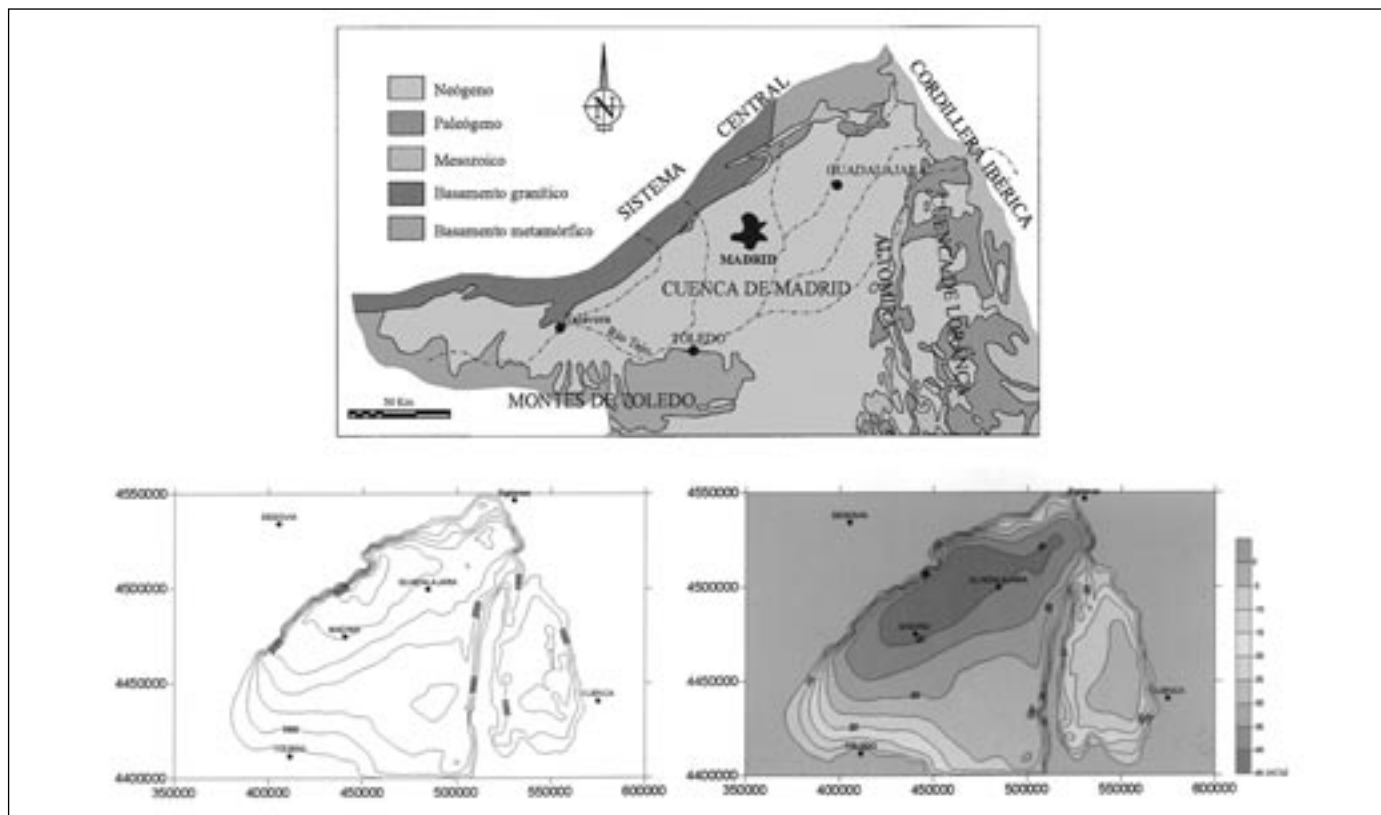


Fig. 4b. Esquema geológico de la Cuenca del Tajo. En la parte inferior aparece el mapa de espesor de sedimentos terciarios (en metros) y la anomalía gravimétrica (en mGal) generada por los mismos. Contraste de densidad utilizado: -0.6 g/cm^3
 Fig. 4b. Geological sketch of the Duero Basin Bottom: isopach map (in metres) and gravity anomaly (in mGal). Density contrast: -0.6 g/cm^3

de distinta forma, tamaño y densidad que generan las anomalías (Spector y Grant, 1970; Treitel *et al.*, 1971, entre otros). Mediante la aplicación de la transformada de Fourier discreta, los datos de anomalía de Bouguer pueden representarse por dos series de Fourier bidimensionales en las que están reflejadas las diferentes frecuencias y amplitudes que caracterizan las anomalías. Representando en un gráfico el logaritmo neperiano del espectro de potencia respecto a la frecuencia se pueden definir distintos dominios, caracterizados por un intervalo de frecuencias, a los que se puede ajustar un segmento lineal. La pendiente de estos segmentos está relacionada con una profundidad media que corresponde a aquella a la que se encuentran las fuentes que generan dichas anomalías.

La estimación del espectro de potencia puede hacerse por distintas técnicas, siendo la más tradicional la de la obtención del periodograma (p.e Spector y Grant, 1970; Syberg, 1972; Bechtel *et al.*, 1987). Ésta consiste en determinar el espectro de potencia de una señal geofísica la cual ha sido prolongada artificialmente más allá del área de interés para evitar efectos

de borde, ya sea mediante la repetición periódica de la misma señal o mediante valores de cero. Estimaciones más robustas del espectro de potencia son las obtenidas mediante el método de máxima entropía (Lowry y Smith, 1995) o el del *multitaper* (Thomson, 1982; McKenzie y Fairhead, 1997). Éste último presenta la ventaja de reducir la varianza del espectro de potencia mediante el promedio de varias estimaciones espectrales determinadas de forma independiente. Dicha estimación se efectúa mediante la aplicación al conjunto de los datos de unas funciones ventana de cuyo tamaño va a depender la resolución de la estimación espectral. Estas funciones ventana (*tapers*) son ortogonales entre sí y su combinación permite obtener un espectro de potencia con un menor nivel de ruido que otro tipo de estimaciones. Este último método se ha aplicado al análisis de los datos de anomalía de Bouguer del centro de la Península Ibérica.

En la Figura 6 se ha representado el logaritmo neperiano del espectro de potencia calculado para los datos del mapa de anomalías de Bouguer obtenido al sustraer el efecto gravimétrico de los sedimentos ter-

ciarios de las cuencas (Fig. 5) respecto a la frecuencia. Al realizarse el análisis sobre un conjunto de datos bidimensionales, ha sido necesario transformar el espectro de potencia bidimensional en un espectro radial para su representación en una dimensión. Esta operación se ha llevado a cabo promediando los valores mediante círculos concéntricos con un origen común (Mishra y Naidu, 1974; Dimitriadis *et al.*, 1987; Tselentis *et al.*, 1988). En el gráfico (Fig. 6) se pueden definir tres dominios de frecuencia a los que se han ajustado mediante mínimos cuadrados dos segmentos lineales. El primer dominio, dominio A, comprende el intervalo de frecuencias entre 0 y 0.12 ciclos/km, siendo la profundidad promedio estimada de 29.9 ± 4.6 km. El segundo dominio, dominio B, está definido por frecuencias de 0.12 a 0.8 ciclos/km, con una profundidad media de la fuente de 5.4 ± 0.13 km. La cola del espectro constituye un espectro de ruido blanco. Las profundidades a las que están situados los dominios A y B permite distinguir una parte del

espectro que contiene las fuentes gravimétricas profundas, tendencia regional, y otra parte del espectro correspondiente a las fuentes superficiales, tendencia residual. Utilizando la frecuencia de corte entre ambos dominios y la aplicación de un filtro tipo se ha separado la tendencia regional de la tendencia residual del mapa analizado. El error calculado en el primer dominio es relativamente alto y se produce por la mayor desviación del ajuste lineal en las longitudes de onda mayores debido a una mayor dispersión de los datos. Aunque considerando un intervalo de frecuencias menor disminuye el error, la técnica implica escoger de un modo más arbitrario el intervalo de frecuencias incluidas en el primer dominio, por lo que se ha decidido mantener el intervalo inicial.

En el mapa de Anomalías de Bouguer Regional obtenido los mínimos relativos principales se sitúan en el Sistema Central y en la zona central de la Cordillera Ibérica, marcando dos orientaciones fundamentales NE-SO y NO-SE (Fig. 7).

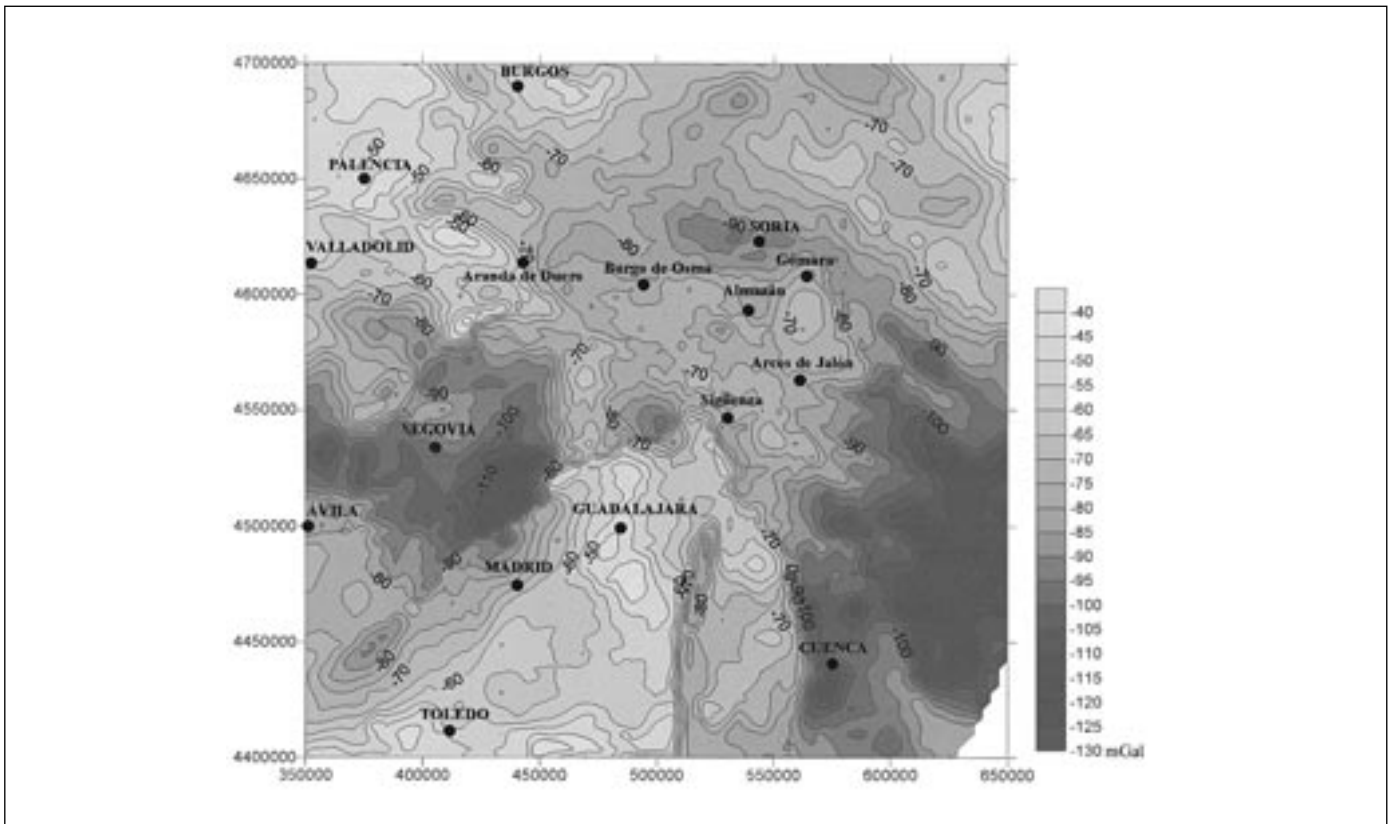


Fig. 5. Mapa de anomalías de Bouguer resultante de la resta del efecto gravimétrico de las cuencas sedimentarias del Duero y del Tajo. Se observa como los mínimos asociados a las cuencas están muy atenuados o han pasado a ser máximos relativos como en la Cuenca del Tajo, destacando sendos mínimos relativos asociados a las cadenas montañosas. Intervalo de isonómalas 5 mGal. Coordenadas UTM en metros

Fig. 5. Gravity anomaly map after subtracting the sedimentary infilling gravity effect of the Duero and Tajo basins. The gravity lows related to the basins have been attenuated or have changed into gravity highs. Two gravity lows related to the Mountain Ranges (Cordillera Ibérica y Sistema Central) have been enhanced. Contour interval 5 mGal. UTM coordinates in metres, zone 30N

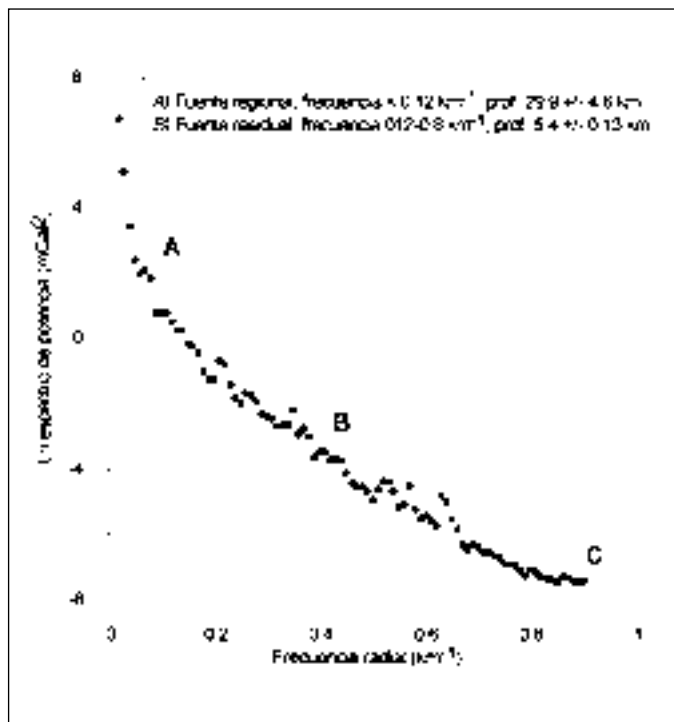


Fig. 6. Logaritmo neperiano del espectro de potencia frente a frecuencia radial, correspondiente al mapa de anomalías de Bouguer resultante de restar el efecto gravimétrico del relleno sedimentario terciario. Se han diferenciado tres tramos correspondiente a la recta ajustada por mínimos cuadrados. Los dos primeros representan la fuente regional y la fuente residual, situadas a una profundidad media de 29.9 +/- 4.6 km y 5.4 +/- 0.13 km, respectivamente

Fig. 6. Graph of the natural logarithm of power spectrum vs. radial frequency determined from the gravity anomaly map of figure 6. Three different intervals have been recognised. A linear fit has been adopted using least squares technique for each interval. The first and second linear segment represents the regional and residual sources respectively. Their depths are 29.9 +/- 4.6 km and 5.4 +/- 0.13 km

Topografía en la cuenca regional

La inversión del mapa de anomalías regionales del dominio de frecuencias al dominio espacial proporciona la geometría de la discontinuidad de densidad que causa esa anomalía (Fig. 7). La inversión se ha realizado mediante el método iterativo de Oldenburg (1974) que permite obtener la topografía de la interfase que genera una anomalía determinada a partir de la ecuación descrita por Parker (1972). Para ello, es necesario conocer la profundidad media a la que se encuentra la interfase que genera la anomalía y el contraste de densidades entre los materiales que separan dicha interfase. Según Parker (1972), existe una relación entre la transformada de Fourier de la anomalía gravimétrica y la suma de transformadas de

Fourier de la topografía que causa dicha anomalía. El proceso es iterativo, de manera que se calcula la topografía que produciría la anomalía de Bouguer para el primer término de la serie, y con esa topografía se calcula la anomalía de Bouguer para el siguiente término de la serie, y así sucesivamente hasta llegar a un número máximo de iteraciones o bien hasta alcanzar un criterio de convergencia. Una vez obtenida una topografía para la interfase, es conveniente calcular la anomalía producida por ella para comprobar que se ajusta bien a la anomalía observada utilizada como dato de entrada en el proceso iterativo.

La profundidad media utilizada en los cálculos es de 29.9 km, correspondiente a la profundidad media obtenida en el análisis espectral. El contraste de densidad utilizado es de 0.4 g/cm³, valor aplicado en otras áreas, como por ejemplo por Lefort y Agarwal (2002) en estudios gravimétricos en Francia.

La geometría obtenida muestra la existencia de un conjunto de elevaciones y depresiones que presentan orientaciones NO-SE y NE-SO, claramente relacionadas con las cadenas alpinas del interior peninsular (Fig. 7).

La zona nororiental se caracteriza por la presencia de alineaciones de máximos y mínimos de orientación general ONO-ESE a NO-SE con una longitud de onda de unos 150 km y amplitudes de 2 a 4 km, fácilmente identificables con las orientaciones estructurales de la Cordillera Ibérica. Destacan los dos mínimos que con esa dirección se extienden uno al norte de Soria y otro entre Aranda de Duero y Arcos de Jalón. Entre ambos mínimos relativos se encuentra un máximo de igual orientación que discurre a través de las localidades de Soria y Gómara. Ambos máximos y mínimos relativos presentan amplitudes máximas de alrededor de 2 km y muestran como característica común el presentar una inflexión en su trazado. Así, si estas estructuras tiene como dirección general NO-SE en sus extremos, como ya se ha indicado, su orientación cambia a este-oeste en la parte central de las mismas (al norte de Burgo de Osma). A partir de la zona de enlace del Sistema Central y la Cordillera Ibérica las orientaciones de elevaciones y depresiones son NE-SO, de acuerdo con las direcciones del Sistema Central.

La mayor amplitud se encuentra en la zona central del Sistema Central definida por orientaciones de máximos y mínimos con dirección predominante NE-SO. El máximo absoluto, con un valor de profundidad de 36 km, cambia su trazado en la parte suroccidental del área desde NE-SO hasta E-O. El mínimo absoluto, con un valor de 26 km, también muestra este cambio de orientación aunque de forma menos marcada.

Sobreimpuesto a esta estructuración general, aparecen otros máximos y mínimos relativos de menor amplitud y longitud de onda de dirección NO-SE que están restringidos al área de Sigüenza así como a la zona localizada al oeste de Segovia.

En la Cuenca del Tajo aparece una elevación muy marcada, de más de 6 km, que, en parte puede ser debida al método de cálculo y/o a un contraste inadecuado de densidad en el cálculo de la anomalía gravimétrica de la cuenca o de su geometría. Aunque se aplicó un filtro más severo, considerando sólo las longitudes de onda mayores en la separación regional-residual, el resultado no fue muy diferente.

Significado de la fuente regional

La media de profundidad de esta superficie es de unos 30 km, profundidad similar a la calculada a partir de datos sísmicos para el Moho en este área (Banda *et al.*, 1981; ILIHA DSS Group, 1993). Esta con-

cordancia permite identificar esta superficie con el Moho. La topografía estimada muestra un descenso del Moho de 4 km bajo el Sistema Central, valor que también coincide con modelos sísmicos propuestos (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993). También estudios sísmicos han señalado la existencia de un descenso del Moho bajo la Cordillera Ibérica (Zeyen *et al.*, 1985; Mezcuca y Rueda, 1993), el cual puede estar situado a más de 40 km de profundidad según modelizaciones gravimétricas (Salas y Casas, 1993; Salas *et al.*, en prensa). En nuestros resultados la profundidad del Moho bajo la zona central de la Cordillera Ibérica es de más de 34 km. Sin embargo, dado que no se ha considerado el mínimo relativo en su totalidad estos valores son aproximativos.

Estas similitudes pueden paliar en parte la duda derivada de la posibilidad de que las anomalías están generadas por cuerpos de diversas densidades en la parte inferior de la corteza. En este caso, los cuerpos seguramente pertenecerían al basamento varisco. La cartografía geológica en el área estudiada no parece

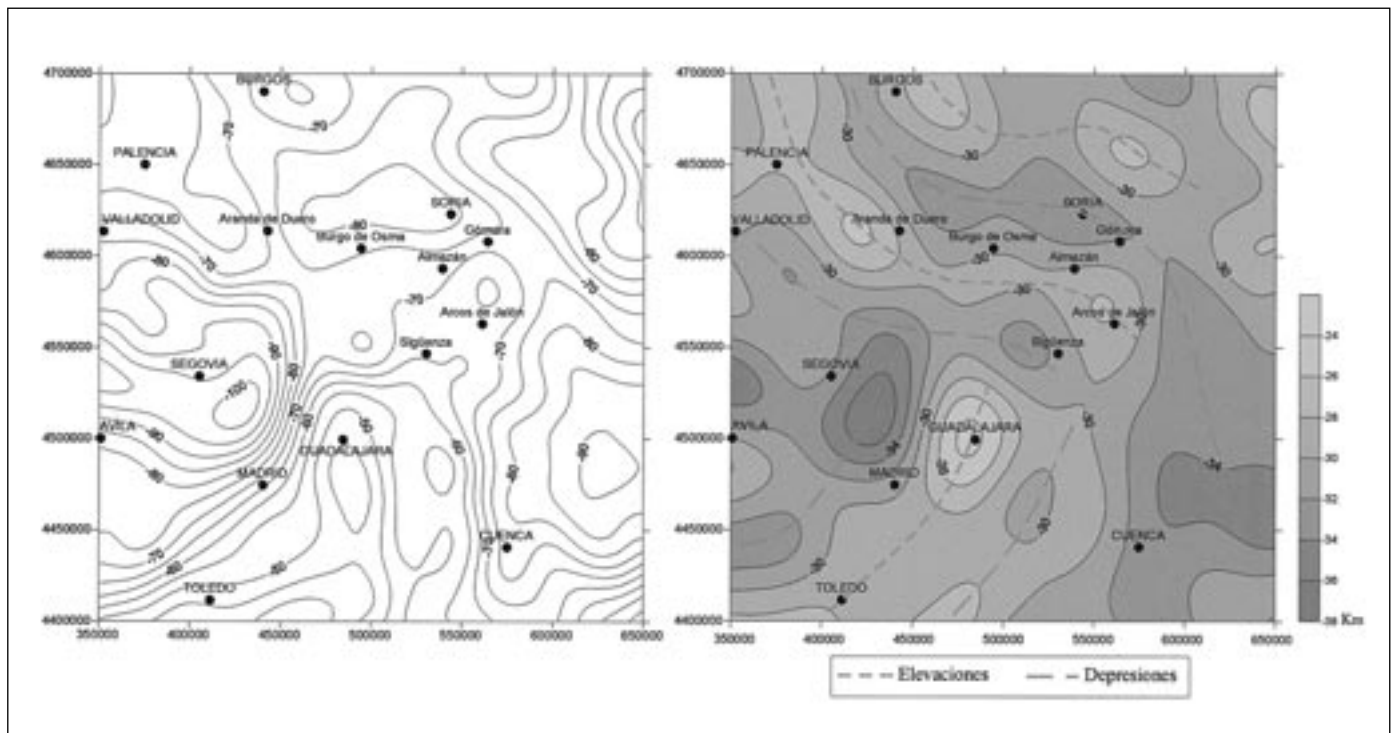


Fig. 7. Mapa regional de anomalías de Bouguer (izquierda) obtenido a partir del análisis espectral y mapa de profundidades de la fuente regional (derecha). La profundidad media considerada en el cálculo es de 29.9 km, profundidad media obtenida para la fuente regional mediante el análisis del espectro de potencia (ver Fig. 6). El contraste de densidad utilizado es de 0.4 g/cm³. En el mapa de profundidades se han señalado las principales alineaciones de depresiones y elevaciones. En él se observa el predominio de orientaciones NO-SE a E-O en la mitad nororiental y NE-SO en la mitad suroccidental. Intervalo de isolíneas 2 km

Fig. 7. Regional gravity map (left) obtained from the spectral analysis and regional source depth map (right). The mean depth considered has been 29.9 km, obtained from the spectral analysis (see Fig. 6). Density contrast used is 0.4 g/cm³. In the depth map (right) main highs and lows have been marked. NW-SE and E-W orientations predominate in the northeasternmost area, whereas a NE-SW orientation predominates in the southwesternmost part. Contour interval 2 km

indicar la existencia de cuerpos de alta densidad en el basamento, pero sí son abundantes los cuerpos graníticos que pueden contribuir al mínimo relativo asociado al Sistema Central. La distribución de los afloramientos y la posición de posibles cuerpos graníticos no aflorantes situados en la zona nororiental de la cadena (Bergamín *et al.*, 1995) no coincide con el descenso del Moho (Fig. 8), por lo que el mínimo relativo del mapa de anomalías de Bouguer regional debe ser debido a fuentes más profundas (Fig. 7).

El análisis espectral y la posterior inversión de datos gravimétricos del dominio de las frecuencias al dominio espacial proporciona una imagen de la topografía de una superficie que genera las anomalías. Aunque en este caso, existe una gran similitud entre los valores de profundidad obtenidos mediante este análisis y los datos sísmicos, los valores de profundidad no tienen por qué coincidir con el Moho sísmico

(Chakraborty y Agarwal, 1992; Lefort y Agarwal, 2002). Por el contrario, si bien las profundidades deben ser contrastadas con modelos sísmicos, los métodos gravimétricos pueden detectar formas que por su baja longitud de onda están mal representados en los modelos sísmicos.

Discusión de los resultados y conclusiones

La topografía del Moho obtenida a partir del análisis del mapa de anomalías de Bouguer, al que se le ha sustraído el efecto gravimétrico de las cuencas sedimentarias, muestra la existencia de dos dominios claramente diferenciados: un dominio norte y nororiental caracterizado por alineaciones NO-SE a E-O y un dominio suroccidental caracterizados por alineaciones de NNE-SSO a E-O. En la Figura 8 se ha superpuesto la configuración del Moho sobre un esquema

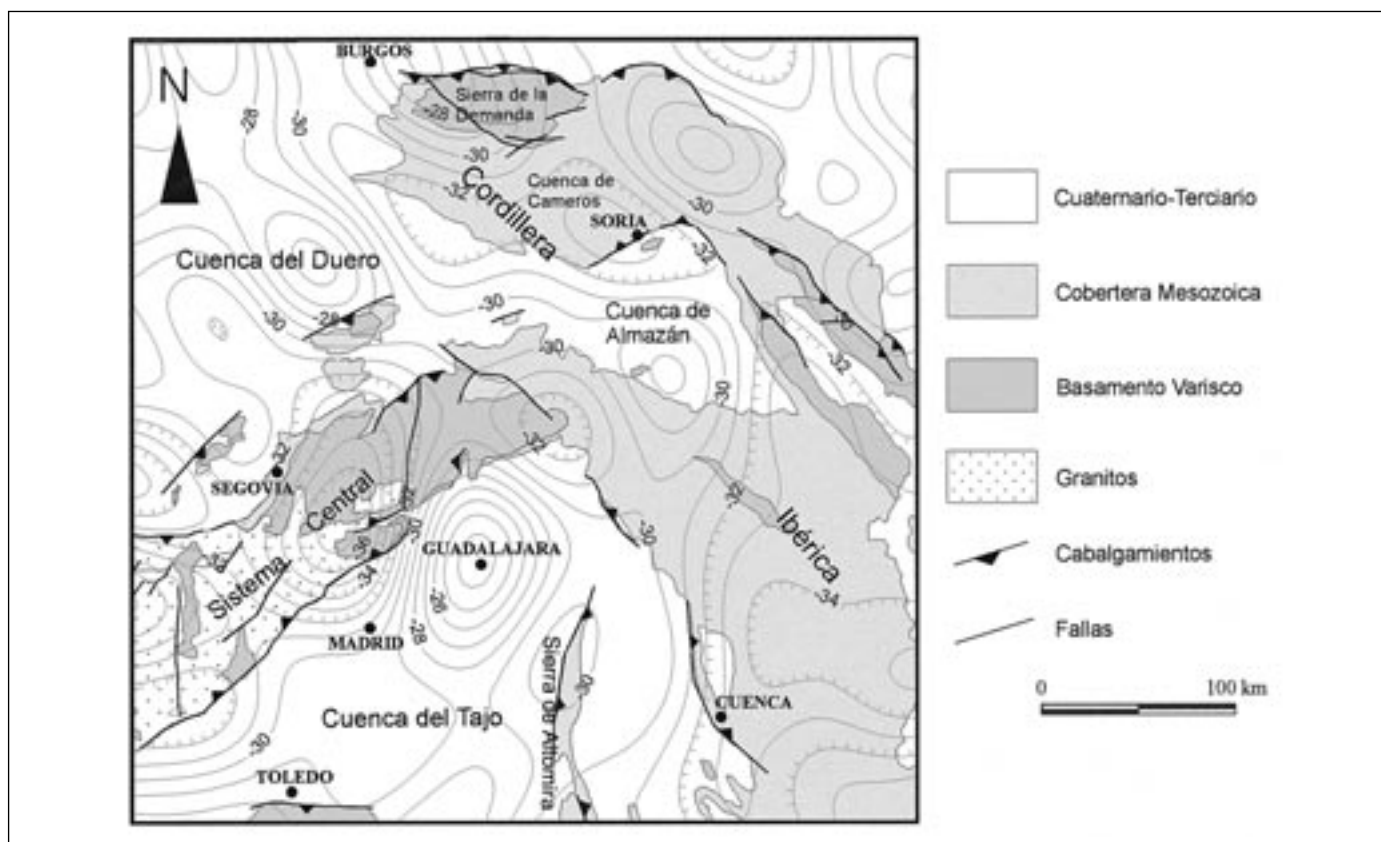


Fig. 8. Los mayores descensos del Moho están asociados al Sistema Central y a la zona Central de la Cordillera Ibérica, como se puede observar en esta figura en la que se ha superpuesto el esquema geológico del área y la topografía del Moho calculada. Las direcciones NO-SE a E-O están asociadas a la Cordillera Ibérica y las alteraciones de dirección media NE-SO son características del Sistema Central y Cuenca del Tajo

Fig. 8. The superposition of the geological sketch and the Moho depth map for the study area reveals that the Moho reaches its maximum depth both at the Spanish Central System and the Iberian Cordillera. NW-SE and E-W strikes are associated to the Iberian Cordillera and the NE-SW strikes are characteristics of the Spanish Central Systems and Tajo Basin

geológico del área estudiada. Como ya se había mencionado el mayor descenso del Moho se produce bajo la zona centro-oriental del Sistema Central y bajo la zona central de la Cordillera Ibérica. Este último forma una amplia depresión de mayor longitud de onda que la existente en el Sistema Central, aunque el descenso es menor. Hay que tener en cuenta que el área estudiada no incorpora en su totalidad el mínimo correspondiente a la Cordillera Ibérica. Hacia el norte y el oeste la topografía del Moho en la Cordillera Ibérica está caracterizada por unas alineaciones de elevaciones y depresiones de orientaciones ONO-ESE a E-O. Las depresiones coinciden con la zona meridional de la Cuenca de Cameros, mientras que las elevaciones se encuentran bajo la Sierra de la Demanda y zona norte de la Cuenca de Cameros y en la zona oriental de la Cuenca del Duero y en la Cuenca de Almazán.

El descenso existente bajo el Sistema Central presenta una alineación que cambia de dirección E-O en Gredos a NE-SO en el extremo nororiental. En general los límites entre elevaciones y depresiones coinciden con fallas de borde de estas estructuras como el borde norte de la unidad Demanda-Cameros o la falla meridional del Sistema Central. Además, en la zona septentrional se observa una inflexión en la topografía que corresponde al límite Sierra de la Demanda y Cuenca de Cameros y que ha sido descrita como un desgarramiento que condiciona la forma de la Cuenca de Cameros (Guiraud y Seguret, 1985).

Comparando la topografía del Moho con un modelo digital del terreno de la zona, resulta evidente la correlación entre la zona de máximas alturas del Sistema Central y un descenso del Moho de igual orientación y localizado bajo dicha zona (Fig. 9). Dicha correspondencia parece sugerir una relación entre el engrosamiento cortical y la elevación topográfica que dio lugar a esta cadena alpina. En la Cordillera Ibérica, no parece existir una clara relación. El mayor descenso del Moho se sitúa en la zona central, en un área con una altitud media elevada. En contraste, en la zona septentrional las elevaciones del Moho están relacionadas con los altos relieves de la Sierra de la Demanda.

La clara coincidencia entre las estructuras alpinas y la topografía del Moho indica que la estructura del Moho tiene un origen alpino. La deformación compresiva alpina de la Placa Ibérica se inicia con la colisión de la placa Euroasiática y el borde norte de la placa Ibérica. Desde los Pirineos, la deformación compresiva se propaga hacia el interior de la placa Ibérica, formándose la Cordillera Ibérica durante el Paleógeno. La orientación media del eje principal de esfuerzo compresivo es NE-SO (p.e. Simón Gómez,

1986; De Vicente *et al.*, 1994; Liesa, 2000). El engrosamiento de la corteza bajo la Cordillera Ibérica acompañaría este proceso. A comienzos del Neógeno la deformación del interior de la placa Ibérica está controlada por la colisión de la placa africana con el borde sur de la placa Ibérica. El máximo eje de esfuerzo compresivo tiene una orientación NO-SE (Capote *et al.*, 1990; De Vicente y González Casado, 1991; De Vicente *et al.*, 1994, 1996; Herraiz *et al.*, 2000, entre otros). Se forma el Sistema Central, bajo el que se produce un engrosamiento de la corteza (Suriñach y Vegas, 1988).

Además del descenso del Moho bajo las cadenas montañosas la topografía del Moho presenta otras alineaciones de depresiones y elevaciones con una longitud de onda entre 250 a 150 km. Estructuras similares, también obtenidas mediante análisis de datos gravimétricos han sido interpretadas como el reflejo de la existencia de pliegues de escala litosférica (Lefort y Agarwal, 2002). Recientemente, Cloetingh, *et al.* (2002) han propuesto la existencia de pliegues litosféricos de dirección NE-SO en la placa Ibérica, formados bajo una compresión NO-SE, originada por la convergencia en el borde sur de la placa Ibérica. De acuerdo con las alineaciones de depresiones y elevaciones, el plegamiento litosférico tendría en la Cordillera Ibérica dirección NO-SE. En la actualidad no existen datos sísmicos que permitan contrastar esta hipótesis y tanto pliegues corticales como fallas corticales pueden dar lugar a estas estructuras. Por otra parte, en el Mioceno Inferior se produce una extensión en la zona oriental de la península (Simón Gómez, 1986) que provoca un adelgazamiento de la corteza hacia el mar Mediterráneo (Banda and Santanach, 1992; Dañobeita *et al.*, 1992; Gallart *et al.*, 1994). Aunque la deformación ligada a la extensión se ha concentrado en la parte oriental de la Cordillera Ibérica, la extensión puede haber contribuido a estructurar la corteza en la zona oriental de la Península Ibérica.

Por último y para concluir, el análisis de datos gravimétricos ha permitido investigar la topografía del Moho en la zona centro-oriental de la Península Ibérica. Esta topografía está caracterizada por depresiones y elevaciones con orientaciones NE-SO relacionadas con el Sistema Central, y con alineaciones NO-SE relacionadas con la Cordillera Ibérica. Estas estructuras se forman bajo los campos de esfuerzos compresivos que rigen la deformación alpina. La ampliación del área de estudio en futuros trabajos permitirá obtener una mejor imagen de anomalías gravimétricas no incluidas en su totalidad en el presente estudio y contribuir a la investigación de la deformación de la litosfera de la placa Ibérica.

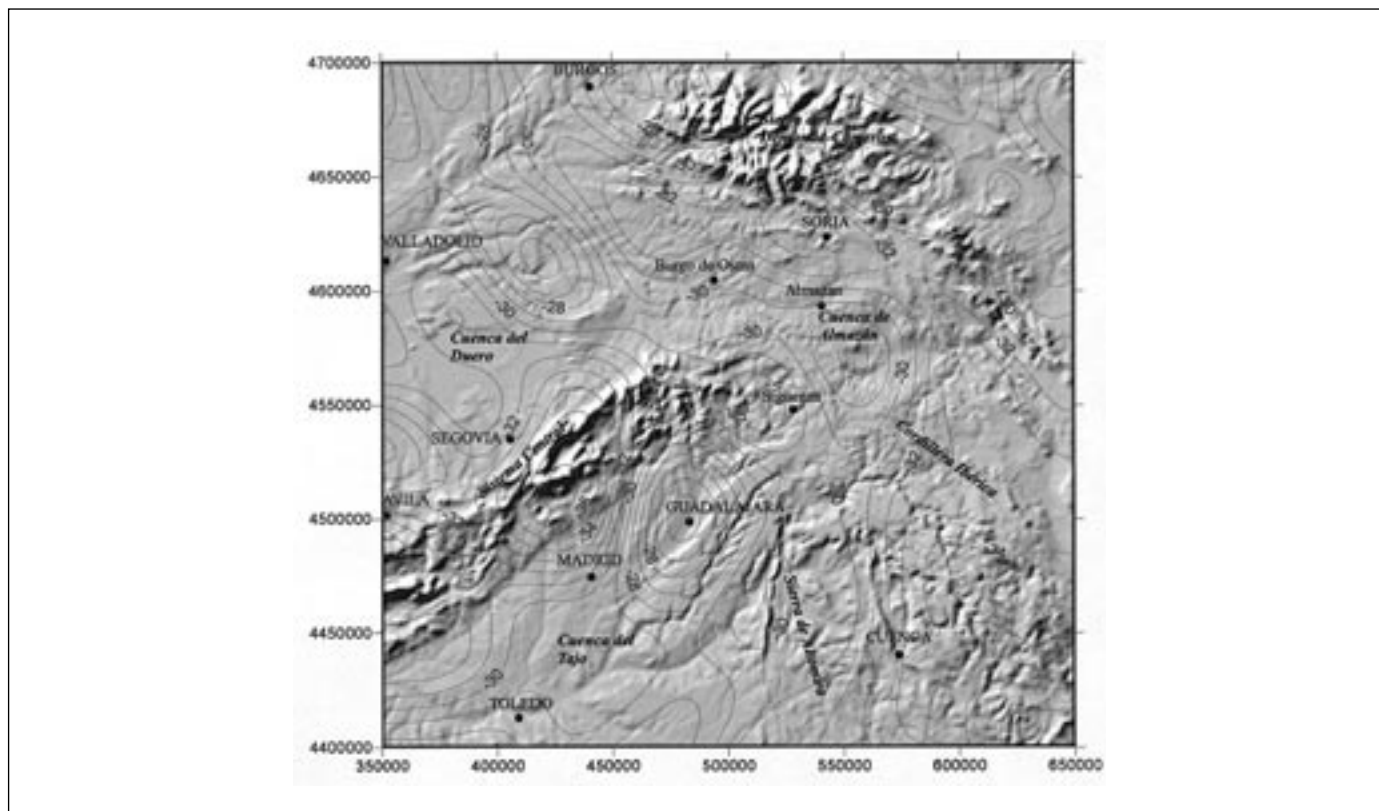


Fig. 9. Sobre el modelo digital de elevaciones iluminado desde el NO se ha superpuesto la topografía del Moho. Se puede ver la correspondencia entre las máximas alturas del Sistema Central con las mayores profundidades del Moho. En la Cordillera Ibérica esta correspondencia no es tan evidente. Datos topográficos GTOPO30 interpolados a una malla de 1000 m. Coordenadas UTM en metros
 Fig. 9. The superposition of the Digital Elevation Model, illuminated from the NW, to the Moho topography reveals that the maximum heights of the Spanish Central System are related to the maximum depths in the Moho topography. In the Iberian Cordillera this relationship is not so evident. Topographic data derived from GTOPO30 and interpolated to 1000 m. Coordinates UTM in metres, zone 30N

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto PB98-0846 de la Dirección General de Investigación, Secretaría de Política Científica y Tecnológica del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Referencias

- AEROSERVICE, Ltd. 1964. *Mapa aeromagnético de la Cuenca del Duero*. Fondo documental del ITGE.
- Armenteros, I.; Dabrio, C.J.; Guisado, R. y Sánchez de Vega, A. (1989). Megasecuencias sedimentarias del terciario del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria-Zaragoza). *Studio Geologica Salmanticensis*. Vol. Esp. 5: 107-127.
- Banda, E. and Santanach, P. (Editors) 1992. Geology and Geophysics of the Valencia Trough, Western Mediterranean. *Tectonophysics*, 208, pp. 183-202.
- Banda, E., Suriñach, E., Aparicio, A., Sierra, J. y Ruiz de la Parte, E. 1981. Crust and upper mantle structure of the central Iberian Meseta (Spain). *Geophysical Journal of the Royal astronomical Society*, 67: 779-789.
- Bechtel, T. D., Forsyth, D. W. y Swain, C. J. 1987. Mechanisms of isostatic compensation in the vicinity of the East African Rift, Kenya. *Geophysical Journal*, 90: 445-465.
- Bergamín, J.F., Tejero, R., y Pinto, V. 1995. Modelización gravimétrica en 2 1/2 y 3D en la zona nororiental de la Cuenca de Madrid. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8 (3): 251-259.
- Blanco, J. y Merten, R. 1974. *Mapa de isobatas para el techo del Paleozoico y base del Terciario en la Cuenca del Duero*. Hispanoil.
- Bond, J. 1996. Tectono-sedimentary evolution of the Almazan Basin, NE Spain. In: Friend, F. and Dabrio, C.J. (Eds.). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press: 203-213.
- Cadavid, S. 1977. Avance del mapa de isopacas de una "coraza normal" para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical. *Boletín Geológico Minero*, 88(6): 561-566.
- Capote, R., González Casado, J. M. y de Vicente, G. 1990. Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema

- Central Español (SCE). *Geogaceta*, 7: 20-22.
- Carballeira, J. y Pol, C. 1989. *Informe complementario sobre el Paleógeno de la Cuenca de Almazán. Mapa geológico de España a escala 1: 50.000*. ITGE, Madrid, 49 p.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés-Gracia, A.L., y Maestro-González, A. 2000. Intraplate deformation during the Tertiary within the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazan Basin. *Tectonics*, 19 (2): 258-289.
- Chakraborty, K. y Agarwal, B. N. P. 1992. Mapping of crustal discontinuities by wavelength filtering of the gravity field. *Geophysical Prospecting*, 41: 801-822.
- Chakravarthi, V. y Rao, C.V. 1993. Parabolic density function in sedimentary basin modeling. En: *Proceedings of the Eighteenth Annual Convention and Seminar on Exploration Geophysics*, Jaipur, India, A.16.
- Chakravarthi, V., Raghuram, H.M. y Singh, S.B. 2002. 3-D forward gravity modelling of basement interfaces above which the density contrast varies continuously with depth. *Computers & Geosciences*, 28(1): 53-57.
- Cloetingh, S., E. Burov, F. Beekman, B. Andeweg, P. A. M. Andriessen, D. García-Castellanos, G. de Vicente y R. Vegas 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21(5), 1041, doi:10.1029/2001TC901031.
- Dañoibeita, J.J., Arguedas, M., Gallart, J., Banda, E. y Makris, J. 1992. Deep and crustal configuration of Valencia trough and its Iberian and Balearic borders from extensive refraction and wide-angle reflection seismic profiling. In: E. Banda and P. Santanach (Editors), *Geology and Geophysics of the Valencia trough, Western Mediterranean*. *Tectonophysics*, v. 203, pp. 37-55.
- De Vicente, G. y González Casado, J. M. (Eds.) 1991. Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España*. 140 p.
- De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Giner, J., Rodríguez Pascua, M. A., González Casado, J. M. y Calvo, J. P. 1994. Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19: 175-190.
- De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M., y Lindo, R. 1996. Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and the Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics* 266: 405-424.
- Dimitriadis, K., Tselentis, G. A. y Thanassoulas, K. 1987. A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source-depth estimation. *Computers & Geoscience*, 13(5): 549-560.
- Gallart, J., Vidal, J.J., the ESCI-Valencia Trough Working Group. 1994. Lateral variations in the deep structure at the Iberian margin of the Valencia trough imaged from seismic reflection methods. *Tectonophysics*, v. 232: 59-75.
- Gómez Ortiz, D. 2001. *La estructura de la corteza en la zona central de la Península Ibérica*. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 352 p.
- Guimerá, J. y Alvaro, M. 1990. Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Cotière Catalane (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8ème série, VI, 339-340.
- Guimerá, J., Alonso, A., y Mas, J. R. 1995. Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N. Spain). En J. G. Buchanan y P. G. Buchanan (Eds.). *Basin inversion, Geological Society Special Publication* 88: 433-453.
- Guiraud, M. y Seguret, M. 1985. A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-early Cretaceous (Wealdien) Soria strike-slip basin (northern Spain). En: *Strike-slip deformation, basin deformation and sedimentation*. Biddle, K.T. y Christie-Blick (eds). *Soc. Econ. paleon. Mineral., Spec. Public* 37:159-175.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M., y Lucini, M. 2000. The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, v. 19 (4): 762-786.
- I.G.M.E. 1987. *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. IGME, 465 pp.
- ILIHA DSS Group. 1993. A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221(1): 35-51.
- ITGE (Eds.) 1990. *Documentos sobre la geología del subsuelo de España. Vol. 5: Duero-Almazán*. Madrid: Instituto Tecnológico Geominero de España, 20 mapas.
- Kane, M. F. 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27 (4): 455-462.
- Lefort, J.P. y Agarwal, B.N.P. 2002. Topography of the Moho undulations in France from gravity data: their age and origin. *Tectonophysics*, 350: 193-213.
- Liesa, C. L. 2000. *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular*. Tesis doctoral. Univ. Zaragoza.
- Lowry, A.R. y Smith, R.B. 1995. Strength and rheology of the western U.S. Cordillera. *Journal of Geophysical Research*, v. 100: 17947-17963.
- Maestro, A. 1999. *Estructura y evolución alpina de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica)*. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza. 334 p.
- Mas, J. R., Alonso, A. y Guimerá, J. 1993. Evolución tectono-sedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La Cuenca finijurásica-eocretácica de los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 129-144.
- McKenzie, D.P. y Fairhead, J.D. 1997. Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer and free-air gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, v. 102: 27523-27552.
- Mezcua, J., Gil, A., y Benarroch, R. 1996. *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geográfico Nacional. 7 p. Madrid.
- Mezcua, J. y Rueda, J. 1993. Location of earthquakes under Iberia. Consequences of the ILIHA-DSS data. En: J. Mezcua y E. Carreño (Eds.). *Iberian Lithosphere heterogeneity and Anisotropy ILIHA*. Monografía, 10. IGN: 251-262.
- Mishra, D. C. y Naidu, P. S. 1974. Two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 33: 345-353.
- Muñoz Martín, A. 1997. *Evolución geodinámica del borde*

- oriental de la Cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la Actualidad. Tesis doctoral. Universidad Complutense. Madrid, 331 p.
- Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. 1998. Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona centro-oriental de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11(1-2): 57-60.
- Oldenburg, D. W. 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39(4): 526-536.
- Parker, R. L. 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31: 447-455.
- Querol, R. 1989. Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo. E.T.S.I. Minas de Madrid (Dpto. de Ingeniería Geológica). Madrid, 48 p.
- Racero, A. 1988. Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NO de la cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos de subsuelo. *II Congreso Geológico de España*, Granada.
- Rey Moral, C. 2001. *Estudio geofísico de una cuenca sedimentaria: La Cuenca de Almazán (provincia de Soria). Implicaciones tectónicas*. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 247 p.
- Rey Moral, C.; Gómez Ortiz, D. y Tejero López, R. 2000. Spectral analysis and gravity modelling of the Almazán Basin (Central Spain). *Revista de la Sociedad geológica de España*, 13 (1): 131-142.
- Salas, R. y Casas, A. 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salas, R., Guimerá, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (en prensa). Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversion (Iberian Chain). En: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. W. Cavazza, A.H.F.R. Robertson y Ziegler (Eds). *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, en prensa.
- SHELL 1982. *Memoria de Extinción de los Permisos de Investigación de Hidrocarburos Almazán A a K*. Informe interno.
- Simón Gómez, J. L. 1986. Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Spector, A. y Grant, F. S. 1970. Statistical methods for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35: 293-302.
- Suriñach, E. y Vegas, R. 1988. Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51: 226-234.
- Syberg, F. J. R. 1972. A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. *Geophysical Prospecting*, 20: 47-75.
- Thomson, D. J. 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proc. IEEE*, v. 70: 1055-1096.
- Treitel, S., Clement, W. G. y Kaul, R. K. 1971. The spectral determination of depths of buried magnetic basement rocks. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 24: 415-428.
- Tselentis, G.A.; Drakopoulos, J. y Dimitriadis, K. 1988. A spectral approach to Moho depths estimation from gravity measurements in Epirus (NW Greece). *Journal of Physical Earth*, 36: 255-266.
- Van Wees, J.D., Arche, A., Bejldorff, C.G., López-Gómez, J. y Cloetingh, S.A.P.L. 1998. Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain) inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics*, 300: 285-310.
- Vegas, R. y Banda, E. 1982. Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 4: 320-343.
- Zeyen, H.J., Banda, E., Gallart, J. y Ansorge, E. 1985. A wide angle seismic reconnaissance survey of the crust and upper mantle in the Celtiberian Chain of eastern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 75: 393-402.

Recibido: Junio 2002

Aceptado: Diciembre 2002