ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN EL CENTRO PENINSULAR MEDIANTE EL ANÁLISIS ESPECTRAL DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MODELIZACIÓN EN 2+1/2D.

D. Gómez Ortiz[1,2], R. Tejero López[2] y R. Babín Vich[2]

[1] *ESCET-Área de Geología, Universidad Rey Juan Carlos, C/ Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid (d.gomez@escet.urjc.es).*
[2] *Departamento de Geodinámica, Universidad Computense de Madrid, C/ José Antonio Novais s/n, 28040 Madrid.*

Resumen: El análisis espectral de las anomalías de Bouguer del centro peninsular ha puesto de manifiesto la existencia de dos discontinuidades corticales situadas a unas profundidades medias de 29,2±1,7 y 8,2±0,4 km. De acuerdo con los datos sísmicos, la discontinuidad más profunda representa el Moho y la más superficial está situada dentro de la corteza superior. Mediante la inversión en el dominio de las frecuencias de la anomalía regional, se ha elaborado un modelo tridimensional del Moho. Su geometría está caracterizada por una depresión con las mayores profundidades dispuestas según una orientación NO-SE, alcanzando valores próximos a 30 km. Por tanto, la corteza en esta zona se encuentra ligeramente engrosada, descendiendo el Moho bajo las áreas centrales del Sistema Central y sus márgenes con las Cuencas del Duero y del Tajo. Hacia los extremos de la cadena el espesor de la corteza disminuye. En los modelos gravimétricos transversales al Sistema Central realizados, la estructura de la cadena aparece definida como un bloque cortical elevado en el que el límite corteza superior-corteza media asciende en sentido transversal a la cadena, adquiriendo una forma arqueada. El límite con las Cuencas del Duero y del Tajo corresponde a dos fallas inversas de buzamientos próximos a 50°, asociados a gradientes gravimétricos de dirección NE-SO bien marcados. El modelo gravimétrico longitudinal muestra el carácter heterogéneo de la corteza superior en el Sistema Central. Estas heterogeneidades están relacionadas con dominios establecidos en el basamento hercínico de forma que la densidad de los materiales disminuye hacia la zona occidental. Aunque tanto el análisis espectral de los datos gravimétricos como la modelización sugieren la existencia de un engrosamiento bajo el Sistema Central, éste se encuentra circunscrito a la zona central y es menor que el propuesto por los modelos sísmicos.

Palabras clave: Anomalía de Bouguer, análisis espectral, modelo de profundidades del Moho, modelos gravimétricos, estructura alpina, Sistema Central Español.

Abstract: The spectral analysis of gravity anomalies in Central Spain has provided the occurrence of two crustal discontinuities located at a mean depth of 29,2±1, 7 and 8,2±0, 4 km respectively. According to seismic data, the deeper discontinuity represents the Moho and the shallower one is located within the upper crust. A 3D-depth model for the Moho has been obtained by means of the inverse modelling of regional gravity anomalies in Fourier domain. Moho geometry is characterised by a NW-SE trending depressed zone, where maximum depths reach values up to 30 km. As a result of it, the crust in Central Spain is thickened below the central zone of the Spanish Central System and Duero and Tajo tertiary basin margins. This thickening vanishes towards the eastern and western boundaries of the mountainous chain. Transverse gravity models show that the Spanish Central System structure consists in an uplifted crustal block. Upper-middle crust boundary appears arched in the chain. Two main reverse faults limit the Central System and the Duero and Tajo basins. Faults dip around 50° and they are related to two main gravity gradients NE-SO trending. These gradients are well marked in Bouguer anomaly map and residual anomaly map. Chain parallel gravity model shows upper crust density heterogeneity. Rock density decreases to the west related to an increase of granite outcrops. Gravity profile fitting requires a density increase at the base of the upper crust in the western zone. Here, Bouguer anomaly presents a relative maximum to the central zone. Spectral analysis, as well as gravity modelling, suggests a crustal thickening under central part of the Spanish Central System. This thickening is lower than seismic modelling results.

Key words: Gravity anomaly, spectral analysis, Moho depth model, gravity models, alpine structure, Spanish Central System.

Gómez Ortiz, D., Tejero R. y Babín R. (2003): Estructura de la corteza en el centro peninsular mediante el análisis espectral de datos gravimétricos y modelización en 2+1/2D. *Rev. Soc. Geol. España, 16(1-2):* 3-17.

El mapa de anomalías de Bouguer del centro peninsular presenta anomalías negativas que descienden por debajo de los −140 mGal en la Cuenca del Tajo (Mezcua *et al.*, 1996). La distribución de los máximos y mínimos relativos está, en gran parte, asociada a la estructura de la corteza superior y refleja las estructuras y distribuciones de cuerpos litológicos aflorantes caracterizados por un marcado contraste de densidad con las rocas circundantes. Este es el caso de, por ejemplo, los mínimos relativos relacionados con los sedimentos que rellenan las Cuencas del Duero y del Tajo, cuya geometría y espesor han sido descritos en trabajos previos (e. g. Querol, 1989; Aeroservice, 1967). A la contribución de las fuentes superficiales se superpone la contribución de las fuentes profundas, como son las principales discontinuidades de densidad que forman la corteza de esta región. La discriminación en un mapa gravimétrico entre la tendencia regional, es decir, los efectos debidos a fuentes profundas, y la tendencia residual, los efectos debidos a las fuentes superficiales, ha dado lugar al desarrollo de diversos métodos entre los que se encuentra el análisis espectral. Esta técnica permite, además de establecer las tendencias regional y residual, hacer un cálculo aproximativo de la profundidad media de las fuentes (Spector y Grant, 1970; Treitel *et al.*, 1971; Bose y Sengupta, 1984; Tselentis *et al.*, 1988; Chakraborty y Agarwal, 1992; Suriñach y Chávez, 1996, entre otros), así como el definir unos filtros propios para cada caso cuya aplicación permite separar ambos efectos gravimétricos.

En este trabajo se aplicará esta técnica al análisis de los datos gravimétricos del centro de la Península Ibérica con objeto de investigar la forma y profundidad de las principales discontinuidades de densidad de la corteza. Los resultados derivados de dicho análisis, junto con los datos geológicos y geofísicos existentes, serán utilizados para la elaboración de tres modelos gravimétricos en 2+1/2D que describen la estructura cortical del Sistema Central y sus márgenes.

Marco geológico

Las rocas metamórficas e ígneas del basamento hercínico forman una serie de alineaciones de sierras de dirección media NE-SO que conforman el Sistema Central (Fig. 1). Flanqueando este sistema montañoso se encuentran las cuencas terciarias del Duero y del Tajo. El Sistema Central ha sido descrito como un bloque cortical elevado a favor de dos fallas inversas, elevándose hasta más de 2.000 m por encima de las mayores alturas de las cuencas (Vegas *et al.*, 1990; Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1992). En función de sus características estructurales, litológicas y metamórficas, en el basamento del Sistema Central se han definido tres dominios (Bellido *et al.*, 1981; Capote y Fernández Casals, 1981): a) un dominio oriental situado al este de la Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza (ZCBR) caracterizado por el predominio de rocas ordovícicas afectadas por un metamorfismo de bajo grado; b) un dominio central donde dominan las rocas con metamorfismo de alto grado, y c) un dominio occidental formado por extensos afloramientos de granitoides tardihercínicos, dominantes sobre las rocas metamórficas (Fig. 1). Las etapas de deformación alpinas dan lugar a la formación de bloques limitados por fallas inversas paralelas o subparalelas a la cadena. Parte de estas estructuras corresponden a estructuras generadas durante las fases de deformación hercínicas y tardihercínicas, reactivadas posteriormente. Asociados a estas fallas, se forman en la cobertera mesozoico-terciaria, pliegues de propagación con basamento implicado observables fundamentalmente en los bordes de la zona centro-oriental del Sistema Central (Sánchez Serrano *et al.*, 1993; De Vicente *et al.*, 1996, Gómez Ortíz, 2001). En ellos, así como en algunas depresiones intramontañosas correspondientes a bloques hundidos, han quedado preservados los sedimentos mesozoicos y paleógenos. El relleno sedimentario de las Cuencas del Duero y del Tajo indica que la deformación compresiva alpina se inicia en el Eoceno y que la formación del Sistema Central ocurre fundamentalmente en el Mioceno Medio-Superior (Etapa Guadarrama) (De Vicente *et al.*, 1994; 1996).

Los datos sísmicos muestran que la corteza de la zona del centro peninsular está caracterizada por la presencia de tres capas. La capa más superficial, constituida por la corteza superior, tiene un espesor de unos 14 km, la corteza media llega a los 21-23 km de profundidad, y la corteza inferior tiene un espesor medio de 9 km (e. g. ILIHA DSS Group, 1993). Según algunos autores, la corteza superior presenta en su base una capa de baja velocidad que se extiende entre los 7 y 11 km (Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988). El espesor de la corteza oscila entre 28 y 31 km (Payo, 1970; Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988; Díaz *et al.*, 1993; ILIHA DSS Group, 1993, entre otros). Bajo el Sistema Central, el Moho descendería a 34 km produciéndose un engrosamiento de la corteza (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993). El engrosamiento cortical en el centro de la Península ha sido sugerido a partir de los datos gravimétricos por Cadavid (1977) y mediante modelos gravimétricos (Tejero *et al.*, 1996).

Además de los modelos sísmicos de alcance cortical, existen otros datos geofísicos en las Cuencas del Duero y del Tajo. Perfiles sísmicos de reflexión así como datos gravimétricos y magnéticos, indican la existencia de un depocentro en la Cuenca del Tajo (Querol, 1989), donde los sedimentos alcanzan más de 3.000 m de espesor. Datos magnéticos señalan también la presencia de un depocentro en la Cuenca del Duero,

	Regional	Residual	Ruido blanco
Frecuencia (km^{-1})	hasta 0,12	0,12-0,45	desde 0,45
Profundidad media (km)	29,2 ± 1,7	8,2 ± 0,4	
Valor de y en x=0	16,128	11,313	

Tabla I.- Parámetros utilizados en el diseño del filtro tipo Wiener para la separación regional-residual.

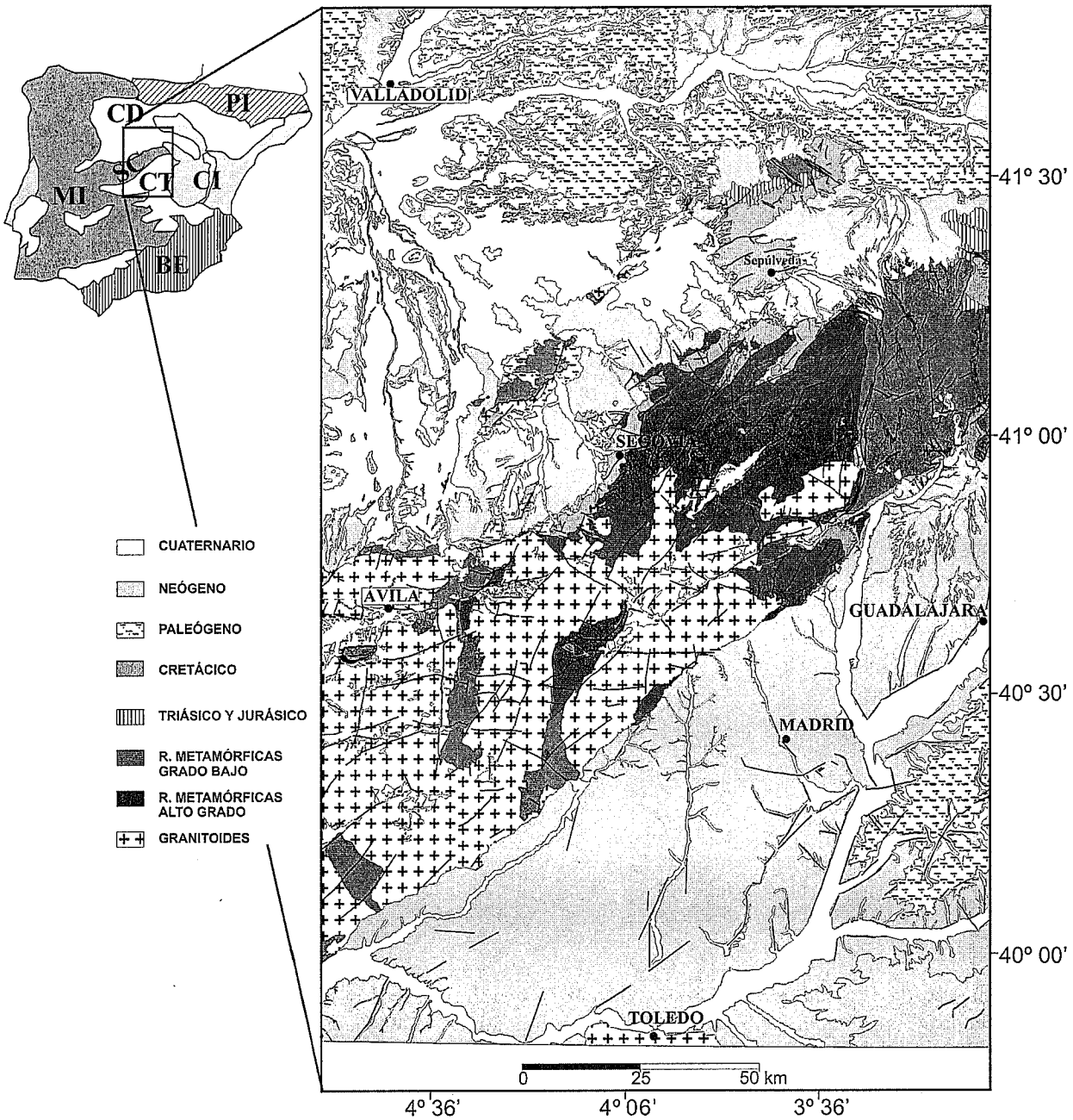


Figura 1.- Principales unidades tectónicas de la Península Ibérica y mapa geológico de síntesis del área de estudio. SC: Sistema Central; IC: Cordillera Ibérica; CD: Cuenca del Duero; CT: Cuenca del Tajo; PI: Pirineos; MI: Macizo Ibérico; BE: Béticas.

situado próximo al límite con el Sistema Central (Aeroservice, 1967).

Mapa de anomalías de Bouguer observado

Los datos utilizados para la elaboración del Mapa de anomalías de Bouguer proceden de un levantamiento gravimétrico propio y de datos del Instituto Geográfico Nacional (Mezcua *et al.*, 1996). El levantamiento gravimétrico propio se extiende desde las provincias de Valladolid y Soria hasta las de Madrid y Cuenca, cubriendo un área de 23.657 km^2 donde han sido medidas 2.892 estaciones, con una densidad de 0,12 estaciones por km^2. La totalidad de las medidas se ha realizado con un gravímetro Lacoste & Romberg, modelo G n° 953, que proporciona una precisión de ± 0.01 mGal, con una deriva inferior a ±1 mGal al mes. La altimetría de las estaciones se ha determinado mediante la utilización de un altímetro barométrico Pauling, modelo MD-5, minimizando la deriva instrumental debida a variaciones de presión y temperatura apoyando los recorridos sobre vértices geodésicos. En cada estación se han aplicado las correcciones clásicas de este tipo de estudios. La gravedad teórica se ha determinado mediante la fórmula del World Geodetic System de 1984, y se han considerado tanto las variaciones luni-solares como el efecto del peso de la columna de aire. Además de las reducciones de aire libre y de Bouguer, la corrección

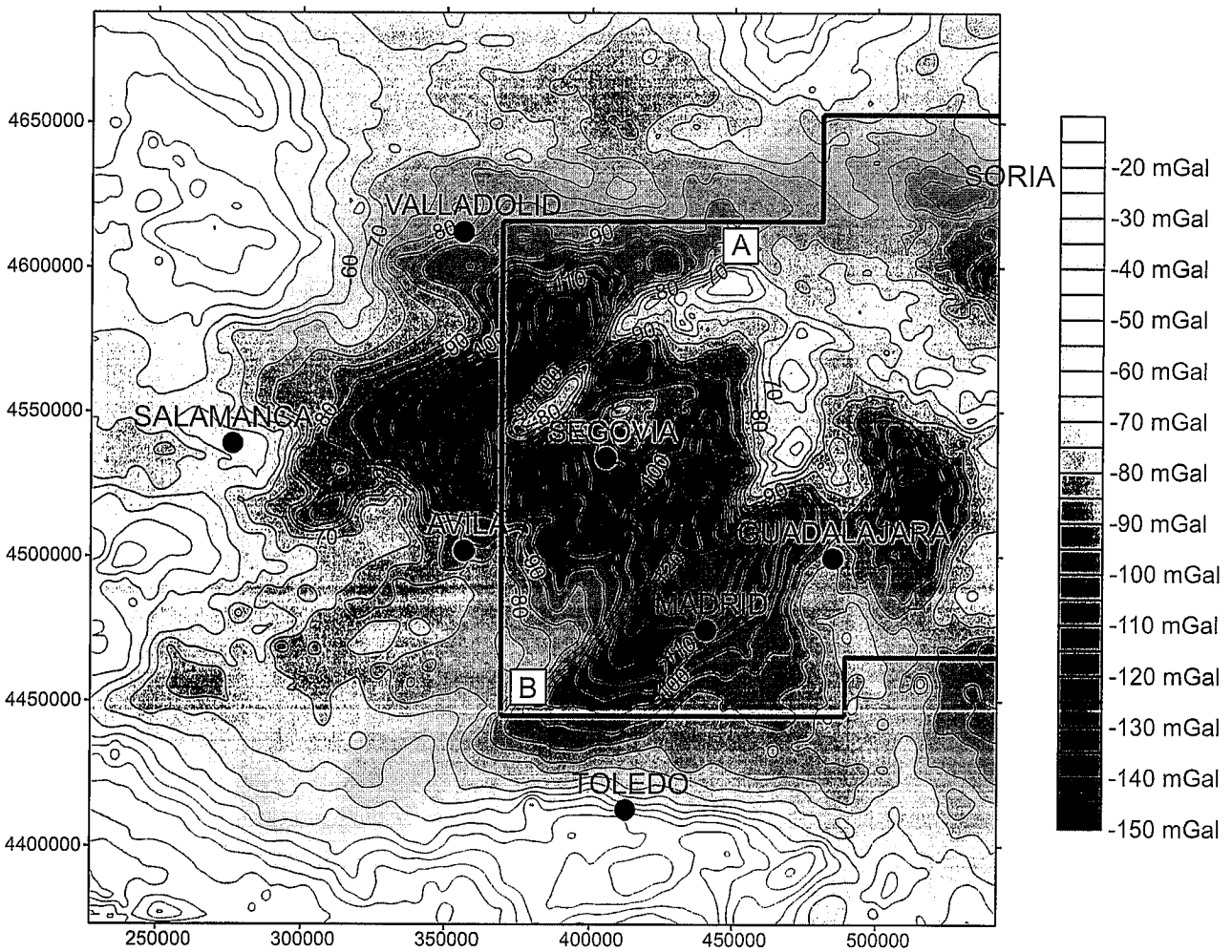


Figura 2.- Mapa de anomalías de Bouguer de la zona del centro peninsular. Intervalo de las curvas de isoanómalas 5 mGal. Coordenadas UTM en metros, huso 30. El recuadro representa la zona con datos gravimétricos de los autores. A y B indican la situación de los dos gradientes principales.

topográfica de cada estación se ha realizado hasta 167 km obteniéndose la anomalía de Bouguer completa.

Estos datos se han orlado hasta un área total de 99.225 km^2 con datos del I.G.N. (Mezcua *et al.*, 1996), con lo cual la superficie cubierta excede la longitud de onda del descenso del Moho bajo el Sistema Central (Suriñach y Vegas, 1988). La comparación entre los valores de anomalía de Bouguer obtenidos en el levantamiento antes descrito con los del I.G.N. para una serie de 469 estaciones comunes ha revelado que el error medio cuadrático entre ambos conjuntos de datos es de ± 0.88 mGal, lo que supone una congruencia de ambos grupos de datos y permite su integración e interpretación conjunta sin diferencias significativas para un estudio gravimétrico regional. Para la corrección de Bouguer se ha utilizado una densidad de reducción de 2,67 g/cm^3. Los datos se han interpolado mediante el método del *kriging* a una malla de 3.000 m de espaciado.

El mapa de anomalías de Bouguer obtenido (Fig. 2) presenta un mínimo relativo de gran longitud de onda en la zona central de la Península, donde los valores de la anomalía descienden por debajo de –140 mGal al norte de Madrid. Dentro del mínimo relativo existen mínimos de menor longitud de onda que están asociados a las zonas de máximo espesor de sedimentos en las cuencas terciarias (Querol, 1989; Aeroservice, 1967). Estos mínimos están limitados por fuertes gradientes de dirección NE-SO (A y B en figura 2), entre los que queda definido un máximo relativo asociado al Sistema Central. Estos gradientes corresponden a las dos fallas inversas de carácter cortical que limitan la cadena. Dentro del máximo relativo se pueden diferenciar una zona oriental caracterizada por máximos relativos de orientación N-S y E-O, relacionados con los afloramientos de rocas metamórficas de grado bajo del dominio oriental. En esta zona oriental, el máximo relativo más occidental está limitado por un gradiente N-S, asociado a la Zona de Cizalla Berzosa-Riaza Valores más negativos dominan en la zona central, coincidiendo con el dominio central del basamento hercínico. El mínimo relativo, situado en la zona meridional, enlaza con el mínimo de la Cuenca del Tajo reflejando la superposición del efecto del granito de La Cabrera y el relleno sedimentario. El valor de la anomalía sube por encima de –80 mGal en la zona occidental, correspon-

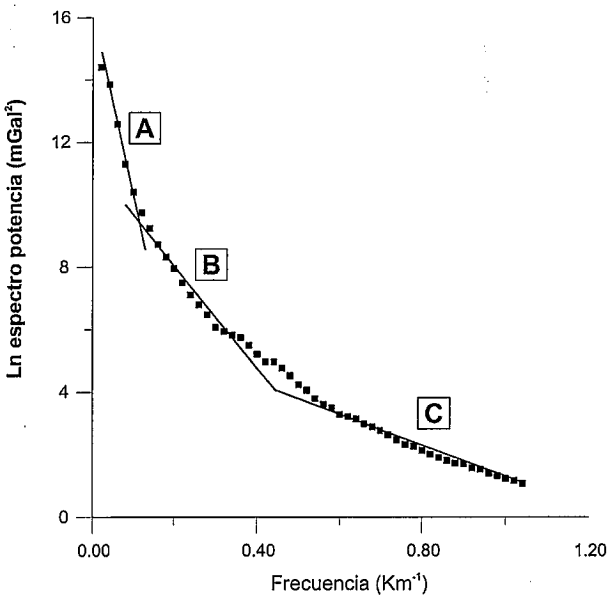


Figura 3.- Gráfico donde se representa el logaritmo neperiano del espectro de potencia del mapa de anomalías de Bouguer de la figura 2 frente a la frecuencia. Los tres dominios diferenciados, A, B y C, corresponden a las fuentes regional, residual y ruido blanco respectivamente.

diendo con los extensos afloramientos de granitoides de la zona occidental de la cadena.

Establecimiento de la profundidad de las principales discontinuidades de densidad 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 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 (Spector y Grant, 1970; Syberg, 1972; Bechtel *et al.*, 1987, entre otros). 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, 1994) 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 3 se ha representado el logaritmo neperiano del espectro de potencia calculado para el mapa de la figura 2 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. 3) 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 29,2±1,7 km. El segundo dominio, dominio B, está definido por frecuencias de 0,12 a 0,45 ciclos/km, con una profundidad media de la fuente de 8,2±0,4 km. La cola del espectro constituye un espectro de ruido blanco.

Las profundidades obtenidas están relacionadas con límites definidos en los modelos sísmicos de corteza. La discontinuidad situada a una profundidad de 29,2 km representa la discontinuidad del Moho, ya que, como hemos mencionado, los modelos sísmicos muestran que la profundidad media del límite corteza-manto en el centro de la Península Ibérica se encuentra entre 28 y 31 km. El horizonte definido por una profundidad media de 8,2 km se sitúa en la corteza superior y puede estar relacionado con el límite superior de la capa de baja velocidad propuesta dentro de la corteza superior (Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988).

Mapas regional y residual

Para separar de una forma más precisa la contribución de cada fuente se ha procedido a diseñar un filtro de tipo Wiener (Wiener, 1949; Gupta y Ramani, 1980; Pawlowski, 1994). En este tipo de filtro, los parámetros se definen a partir de las pendientes de las rectas ajustadas correspondientes a la fuente regional y residual, así como por los valores de corte de dichas rectas con el eje de ordenadas y los intervalos de frecuencia para cada

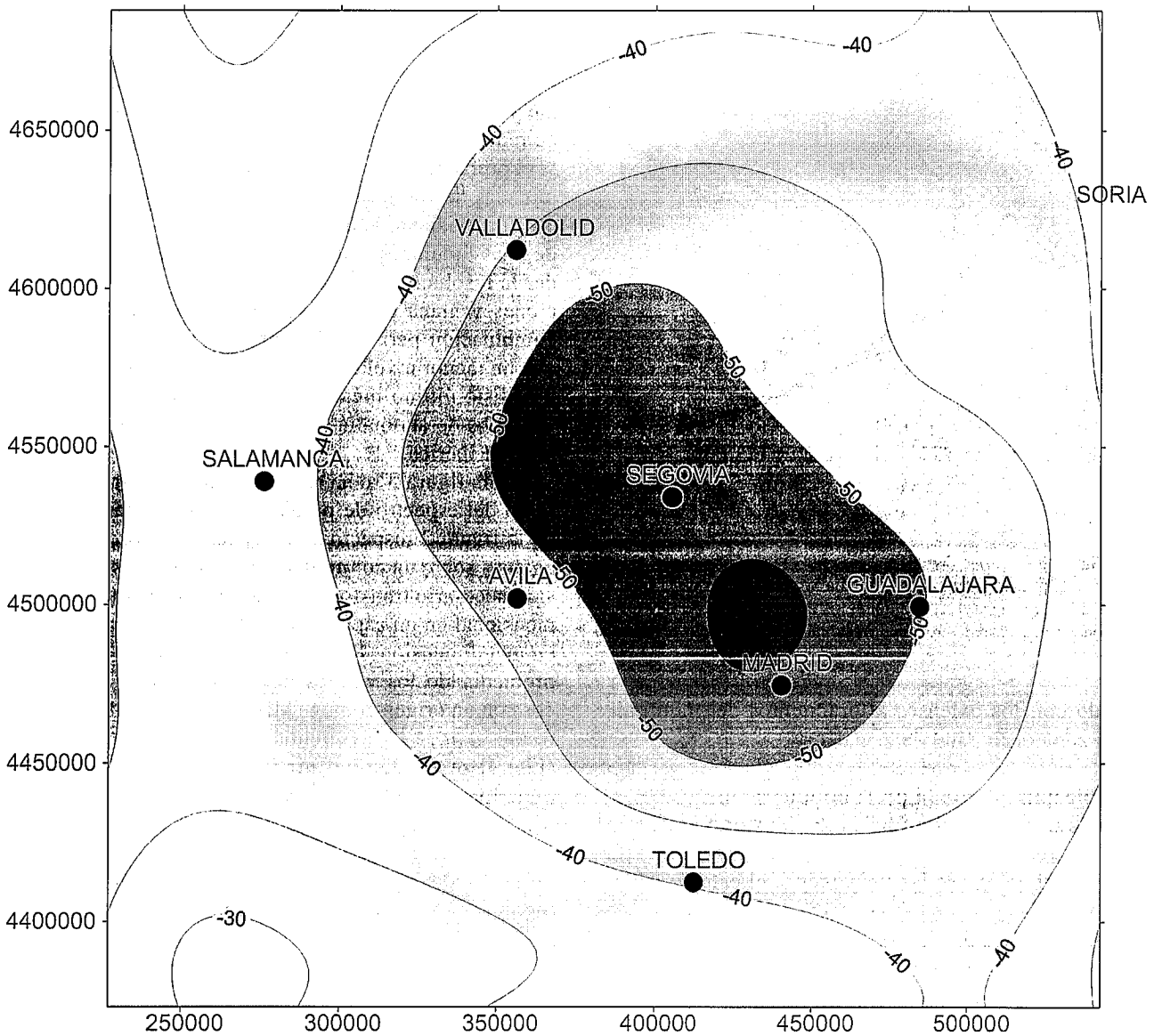


Figura 4.- Mapa de anomalía de Bouguer regional obtenido mediante la aplicación al mapa de anomalía de Bouguer observada de un filtro de tipo Wiener específico, diseñado a partir de los datos del análisis espectral de la figura 3. Intervalo de las curvas de isoanómalas 5 mGal. Coordenadas UTM en metros, huso 30.

fuente (Tabla I). En las figuras 4 y 5 están representados los mapas de anomalía regional y de anomalía residual obtenidos. El mapa de anomalía regional (Fig. 4), asociado a la discontinuidad corteza-manto, está caracterizado por un mínimo relativo cuyo eje tiene una orientación media N 150° E. Los valores de la anomalía se encuentran entre -28 y -56 mGal, situándose estos últimos en el área de Madrid.

El mapa de anomalías residuales (Fig. 5) se ha obtenido mediante la sustracción del mapa de anomalía regional descrito al mapa de anomalía de Bouguer observada y refleja fundamentalmente las variaciones de densidad existentes en la corteza superior. La distribución de las anomalías en el mapa residual es similar a la distribución de las mismas en el mapa de anomalías observado, destacando los fuertes gradientes que, como se describirá posteriormente, corresponden a las fallas del borde septentrional y meridional del Sistema Central.

Modelo tridimensional de profundidades del Moho

La inversión de la anomalía regional (Fig. 4) del dominio de frecuencias al dominio espacial proporciona la geometría de la discontinuidad de densidad que causa esa anomalía. 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 (1973). 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 (1973), 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

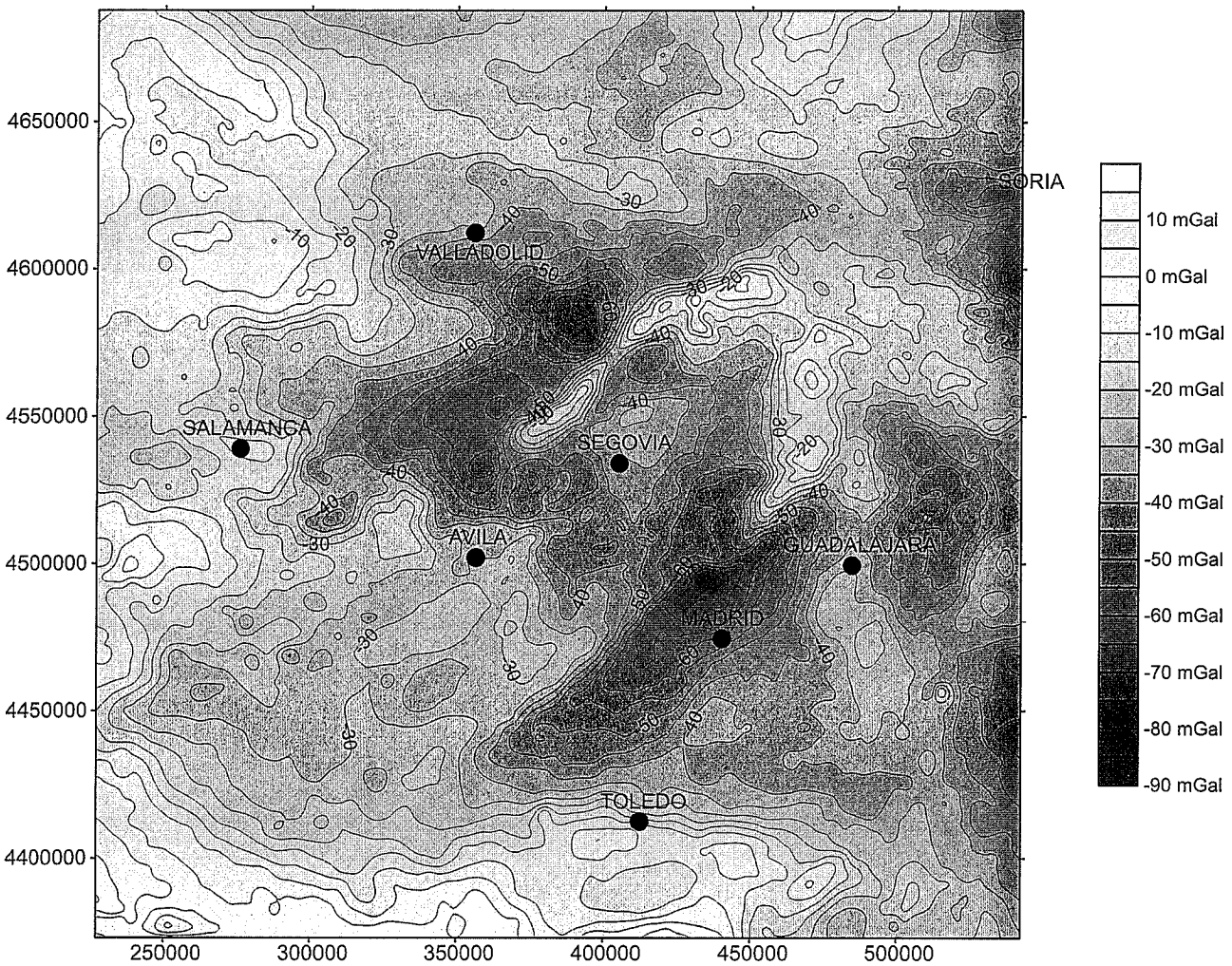


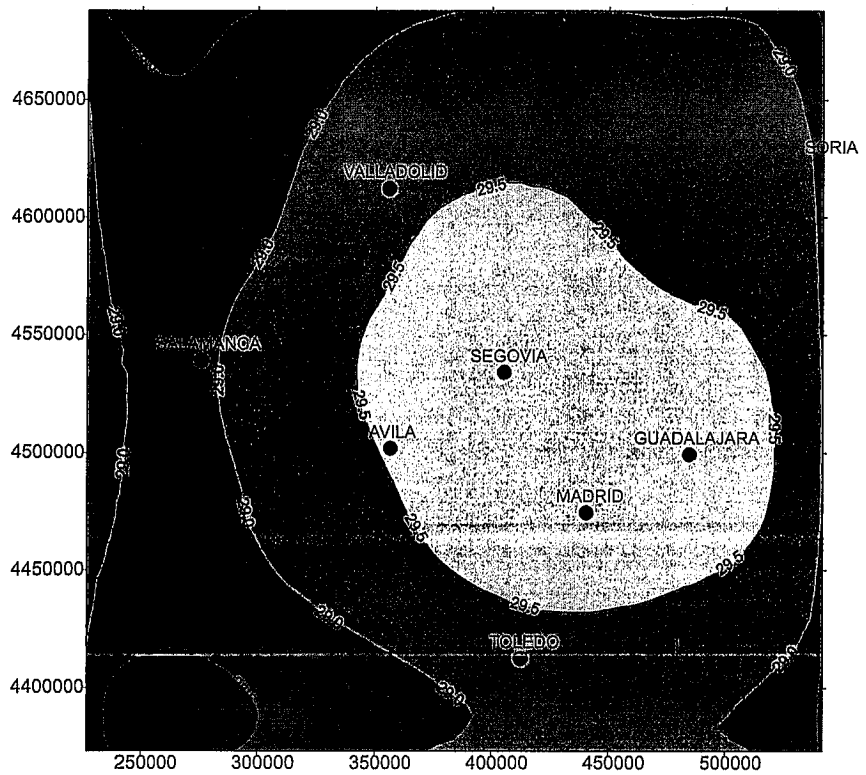
Figura 5.- Mapa de anomalías residuales obtenido mediante 0la resta al mapa de anomalía de Bouguer observada del mapa de anomalía de regional de la figura 4. Intervalo de las curvas de isoanómalas 5 mGal. Coordenadas UTM en metros, huso 30.

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.

Los resultados obtenidos previamente nos permiten utilizar como profundidad de referencia la profundidad media calculada con el análisis espectral, 29,2 km, valor que se encuentra dentro de las profundidades estimadas mediante perfiles sísmicos de refracción (Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993). A partir de las velocidades de las ondas P calculadas para las distintas capas corticales (Banda *et al.*, 1981; Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993) se han estimado las densidades de estas capas (Nafe y Drake, 1957; Wollard, 1975; Barton, 1986). Los valores de densidad para los distintos niveles de corteza descritos se muestran en la Tabla II. Puesto que los datos de sísmica no proporcionan valores únicos de densidad sino un intervalo de valores de la misma, se ha optado por adoptar un valor intermedio para el intervalo de contraste de densidad manto-corteza, siendo éste de 0,44 g/cm^3.

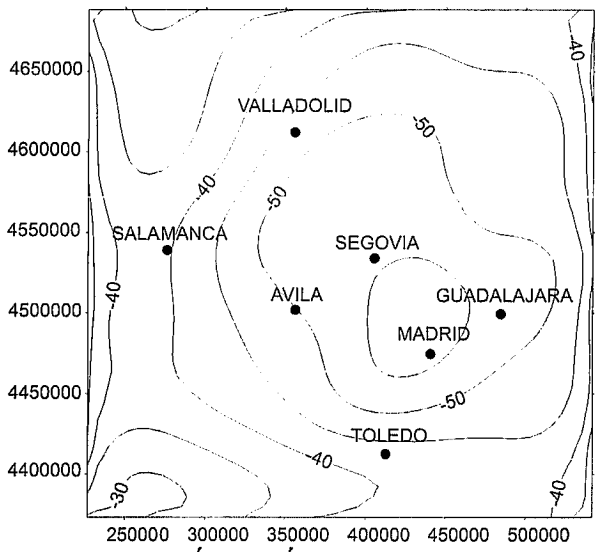
La figura 6 representa el mapa de profundidades para el límite corteza-manto calculado a partir del contraste de densidad y la profundidad media del Moho mencionados previamente, junto con las características del proceso de inversión. La geometría de la superficie del Moho que se observa en el modelo de profundidades (Fig. 6) presenta un descenso de la superficie regional desde 28,3 km (extremos NO y SE) hasta casi 30 km (zona norte de Madrid). La depresión tiene una ligera orientación NO-SE y representa la existencia de un pequeño engrosamiento, aproximadamente 1,5 km, de la corteza en la zona central del Sistema Central. En la parte inferior de la figura se presenta el mapa de anomalía de Bouguer teórica generada por dicha superficie, así como el mapa que muestra la diferencia entre dicha anomalía teórica y la anomalía de Bouguer regional utilizada como dato de partida en el proceso de inversión. Como se observa, el grado de error es muy pequeño, oscilando entre –2 y +2 mGal, lo que supone un buen grado de ajuste entre la solución propuesta y los datos de entrada.

MAPA DE PROFUNDIDADES DE LA FUENTE REGIONAL

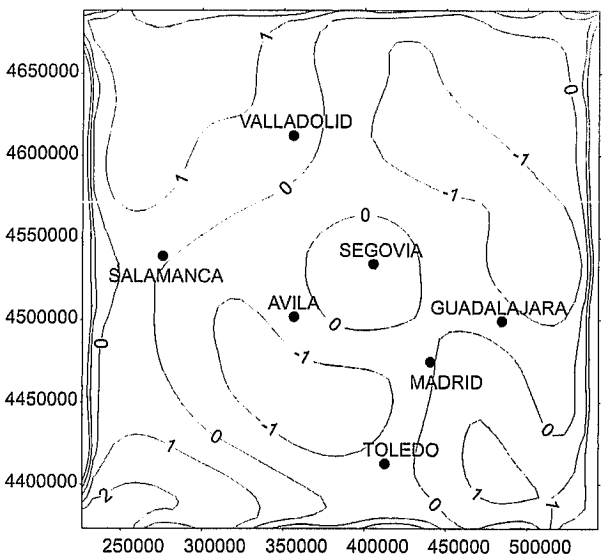


PARÁMETROS

Contraste de densidad: 0,44 g/cm^3
Criterio de convergencia: Error medio cuadrático <±0.2 km
Iteración en la que se ha alcanzado el criterio:2
Valor del RMS en iteración 2: ±0,158 km



ANOMALÍA TEÓRICA PRODUCIDA POR LA TOPOGRAFÍA CALCULADA



DIFERENCIA ENTRE LA ANOMALÍA TEÓRICA DEBIDA A LA TOPOGRAFÍA CALCULADA Y LA ANOMALÍA REGIONAL

Figura 6.- Modelo tridimensional de profundidades del Moho obtenido mediante la aplicación del método iterativo de inversión de datos gravimétricos de Oldenburg (1974) al mapa de anomalía de Bouguer regional de la figura 4. Intervalo de isobatas 0,5 Km. Coordenadas UTM en metros, huso 30.

El resultado muestra un descenso del Moho menor que el propuesto a partir de datos sísmicos (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993) y localizado en la zona central.

Modelos gravimétricos en 2+1/2D

La geometría del Moho obtenida a partir del análisis espectral, los datos geológicos propios y publicados (Fig.1) y los datos geofísicos existentes, han sido integrados en unos modelos de densidades que han servido de punto de partida para ajustar tres perfiles gravimétricos. Los modelos se han realizado según dos transversales a la zona central y centro-oriental del Sistema Central y según una sección longitudinal a la misma (Fig. 7). En este área se disponía de un mayor número de datos geológicos propios y se encuentra dentro del levantamiento gravimétrico realizado.

Puesto que la densidad de los materiales es un parámetro fundamental a la hora de la elaboración de modelos gravimétricos correctos, se han obtenido valores de densidades procedentes tanto de muestras de campo de superficie como de datos procedentes de sondeos. En cuanto a las muestras de superficie, se han recogido y analizado un total de 101 muestras en las que se ha intentado que estuvieran presentes todas las litologías representativas de la geología del área de estudio, abarcando materiales metamórficos y plutónicos prehercínicos y hercínicos, materiales sedimentarios mesozoicos (Triásico, Jurásico y Cretácico) así como terciarios (Paleógeno). El método empleado ha sido el especificado en la normativa de Rocas Ornamentales UNE–22-182-85, y que se basa en la determinación precisa del peso de la muestra de roca y su volumen. Respecto a los datos de sondeos, se han utilizado tres sondeos que contaban con registro de *density-log*: sondeo de Baides-1 (SHELL, 1983), situado en la zona noreste de la Cuenca del Tajo y los sondeos de Olmos y La Seca (ITGE, 1990) en la Cuenca del Duero. Mientras que en el sondeo de Baides-1 se atraviesan materiales cretácicos y triásicos, hasta llegar a un basamento de tipo granítico a 854 m de profundidad, los sondeos de Olmos y La Seca atraviesan únicamente materiales neógenos, paleógenos y cretácicos y alcanzan un basamento de tipo metamórfico a profundidades de 1.200 m y 1.590 m respectivamente. La localización tanto de las muestras de campo como de los sondeos se indica en la figura 7. Por último, la densidad de los niveles profundos de la corteza se ha determinado a partir de la relación ya comentada de la velocidad de las ondas P y la densidad. Todos los valores de densidad medios utilizados en los modelos gravimétricos están recogidos en la Tabla III.

Velocidad (km/s)	Densidad (g/cm^3)	
2-4,5	2-2,49	Sedimentos
5,5-6	2,65-2,71	Basamento
6-6,4	2,71-2,81	Corteza superior
6,2-6,8	2,77-2,96	Corteza media
6,8-7,1	2,90-3,03	Corteza inferior
8,0-8,3	3,30-3,46	Manto

Tabla II.- Valores de densidad para las distintas unidades de los modelos corticales propuestos obtenidos mediante la relación entre velocidad de ondas P y densidad (Nafe y Drake, 1957; Wollard, 1975; Barton, 1986).

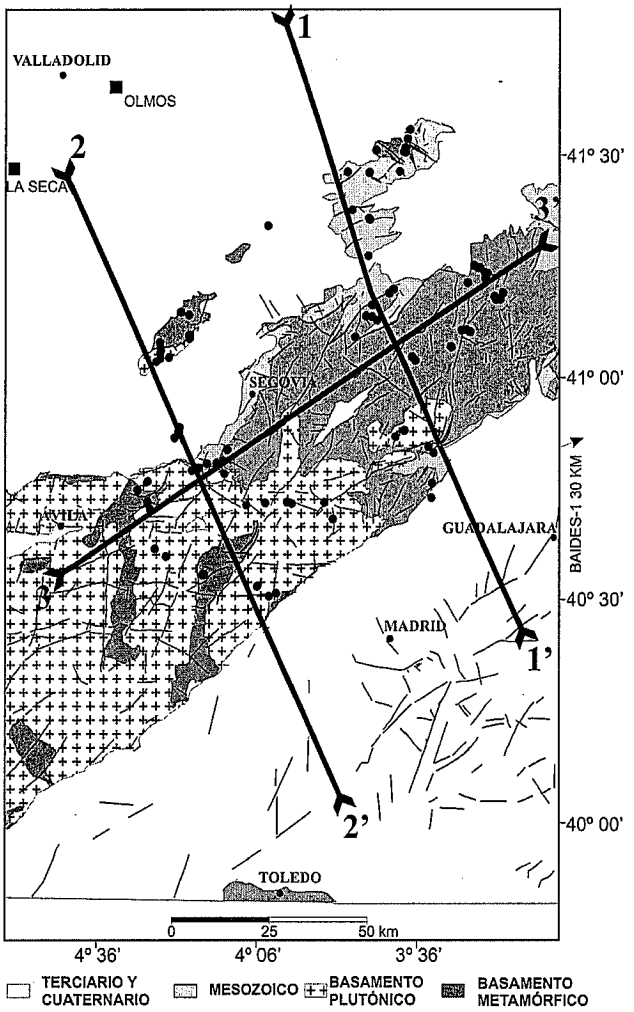


Figura 7.- Esquema geológico donde se muestra la localización de los puntos donde se han recogido muestras de roca para la determinación de densidades (círculos negros) así como los tres sondeos de los que se disponía de registro de *density log* (cuadrados negros). Se indica también la posición de los tres modelos gravimétricos realizados.

El proceso de modelización se ha llevado a cabo mediante el programa GM-SYS 2.03p (1992) de Geosoft. En la figura 7 se muestra la localización de los modelos realizados. En la figura correspondiente a cada modelo se ha representado, de arriba abajo (Fig. 8): curva de anomalía de Bouguer teórica y observada, modelo de densidades ajustado y un corte geológico esquemático.

Modelo 1-1'

Se extiende desde la Cuenca del Duero hasta la zona central de la Cuenca del Tajo, a través del Macizo de Sepúlveda (Fig. 8). La curva de anomalía de Bouguer observada presenta una máximo relativo de gran longitud de onda limitado al NO y SE por dos mínimos relativos, que alcanzan valores de –102 mGal (NO) y –115

mGal (SE). Dentro del máximo relativo se observa la existencia de mínimos y máximos relativos de menos longitud de onda.

En el ajuste del modelo se ha introducido la geometría de la discontinuidad del Moho obtenida mediante la inversión del mapa de anomalía de Bouguer regional. En esta transversal el descenso del Moho solo alcanza los 500 m. La distribución de las anomalías coincide con las grandes unidades estructurales de la zona. Los mínimos relativos se corresponden con las cuencas del Duero y del Tajo y el máximo relativo con el Sistema Central. Los máximos espesores de sedimentos terciarios en las zonas adyacentes al Sistema Central justifican estos mínimos relativos. Tanto en la cuenca del Duero como en la del Tajo, el espesor de los sedimentos paleógenos (cuerpo de densidad 2,40 g/cm^3) más el espesor de los sedimentos neógenos (cuerpo de densidad 2,15 g/cm^3) alcanza un total de 2.500 m. Bajo estos cuerpos se encuentran otros dos de densidades 2,65 g/cm^3 y 2,78 g/cm^3 correspondientes a los materiales mesozoicos de la cobertera y al basamento. En función de los datos de densidades (Tabla III) el basamento está constituido fundamentalmente por rocas metamórficas densas, como las pizarras. Estas litologías concuerdan con los datos de sondeos y con las deducidas mediante datos de sísmica de reflexión (Querol, 1989) en la cuenca del Tajo. En ambas cuencas, el límite cobertera-basamento asciende hacia el interior de las mismas. Esta geometría necesaria para alcanzar el ajuste, también ha sido puesta en evidencia en la cuenca del Tajo mediante datos sísmicos (Querol, 1989). En la cuenca del Duero el ascenso se justifica con los datos del sondeo de Don Juan (ITGE, 1990), el cual alcanza una profundidad de 1.483 metros.

Los fuertes gradientes que delimitan el máximo relativo se justifican en gran parte por el contraste de densidad entre el basamento y los sedimentos terciarios. Ambos gradientes señalan la posición de las fallas que delimitan el Sistema Central. En conjunto, la cadena representa un bloque cortical elevado a favor de dos fallas inversas de gran ángulo. En el modelo, sus buzamientos son de unos 45° y se observa que dichos valores tienden a disminuir en zonas próximas a la superficie topográfica. El máximo relativo del Sistema Central presenta una suave pendiente hacia el sureste. El ajuste entre la anomalía observada y la teórica se ha conseguido considerando la existencia de un cuerpo de densidad 2,68 g/cm^3 superpuesto sobre un cuerpo de densidad 2,78 g/cm^3 entre el PK. 80 y el 110 del perfil. Estos cuerpos representan un basamento formado por rocas metamórficas de grado bajo (2,78 gr/cm^3) y un basamento formado por rocas neísicas (2,68 g/cm^3) aflorantes en ese área. Este cambio se produce cerca del borde noroeste, y aunque en esa zona existen afloramientos de rocas sedimentarias y mesozoicas, debido a su escasa potencia no deben contribuir decisivamente al valor de la anomalía. La superficie que delimita ambos cuerpos tiene un buzamiento muy bajo: aproximadamente 10°. El mínimo situado en la parte sureste del máximo relativo correspondiente al Sistema Central (PK. 145 del perfil), está relacionado con un cuerpo granítico aflorante, el granito de la Cabrera, representado por un cuerpo de densidad 2,62 g/cm^3. Adyacente a este mínimo se encuentra un máximo relativo que está asociado al afloramiento de esquistos, pizarras y cuarcitas de la zona oriental del Sistema Central (PK. 150 a 165 aproximadamente). Un cuerpo de densidad 2,78 g/cm^3, densidad asignada a estas litologías, justifica esta anomalía. Por último, el mínimo relativo situado en la zona central del perfil (PK. 125) se ha ajustado mediante un cuerpo de baja densidad, 2,62 g/cm^3, probablemente un cuerpo granítico no aflorante.

Las fuentes superficiales y la geometría del Moho no justificaban adecuadamente el perfil gravimétrico. Para mejorar el modelo ha sido necesario considerar la existencia de un cuerpo de densidad 2,78 g/cm^3 bajo el basamento, cuerpo cuyo límite inferior coincide con el límite corteza superior-corteza media. Sus límites presentan una forma arqueada e introduce variaciones de espesor en el cuerpo inferior, correspondiente a la corteza media.

El error total del modelo es de un 1,96 % y se concentra en gran parte en el extremo NO. Aunque se ensayaron distintas soluciones no se consiguió mejorar el ajuste sin introducir cuerpos difícilmente explicables desde el punto de vista geológico. Por ello se ha optado por no incluirlas en el modelo final.

Modelo 2-2'

La curva de anomalía de Bouguer muestra también dos mínimos relativos correspondiendo a los depocentros de las cuencas terciarias, pero entre ellos aparece una zona constituida por máximos y mínimos relativos de menor longitud de onda sin que haya una tendencia general de la curva a aumentar o disminuir de valor desde el NO al SE (Fig. 8).

El Moho desciende unos 500 m bajo la parte central de la cadena. De manera similar al modelo anterior los mínimos relativos se justifican mediante el contraste entre materiales de baja densidad, 2,15 g/cm^3 y 2,40 g/cm^3, con materiales de densidad 2,78 g/cm^3. Los primeros corresponden al relleno de materiales terciarios de las cuencas y el último a un basamento de tipo pizarroso cuya presencia se justifica mediante el sondeo de La Seca. En ambos mínimos relativos, se obtiene un buen ajuste mediante espesores de sedimentos de unos 2.800 m. Sin embargo, mientras el fuerte gradiente del mínimo situado al noroeste precisa de un contraste de densidad con un cuerpo de 2,78 g/cm^3, el situado al sureste, de menor magnitud, se justifica bien con el contraste respecto a un cuerpo de densidad 2,66 g/cm^3, valor que corresponde a las rocas plutónicas que afloran en dicha zona.

El fuerte gradiente que limita el mínimo relativo del extremo noroeste del modelo da paso hacia el sureste a un máximo relativo causado por el afloramiento de materiales más densos del macizo de Nieva. Hacia el sureste, este máximo muestra un descenso hacia un míni-

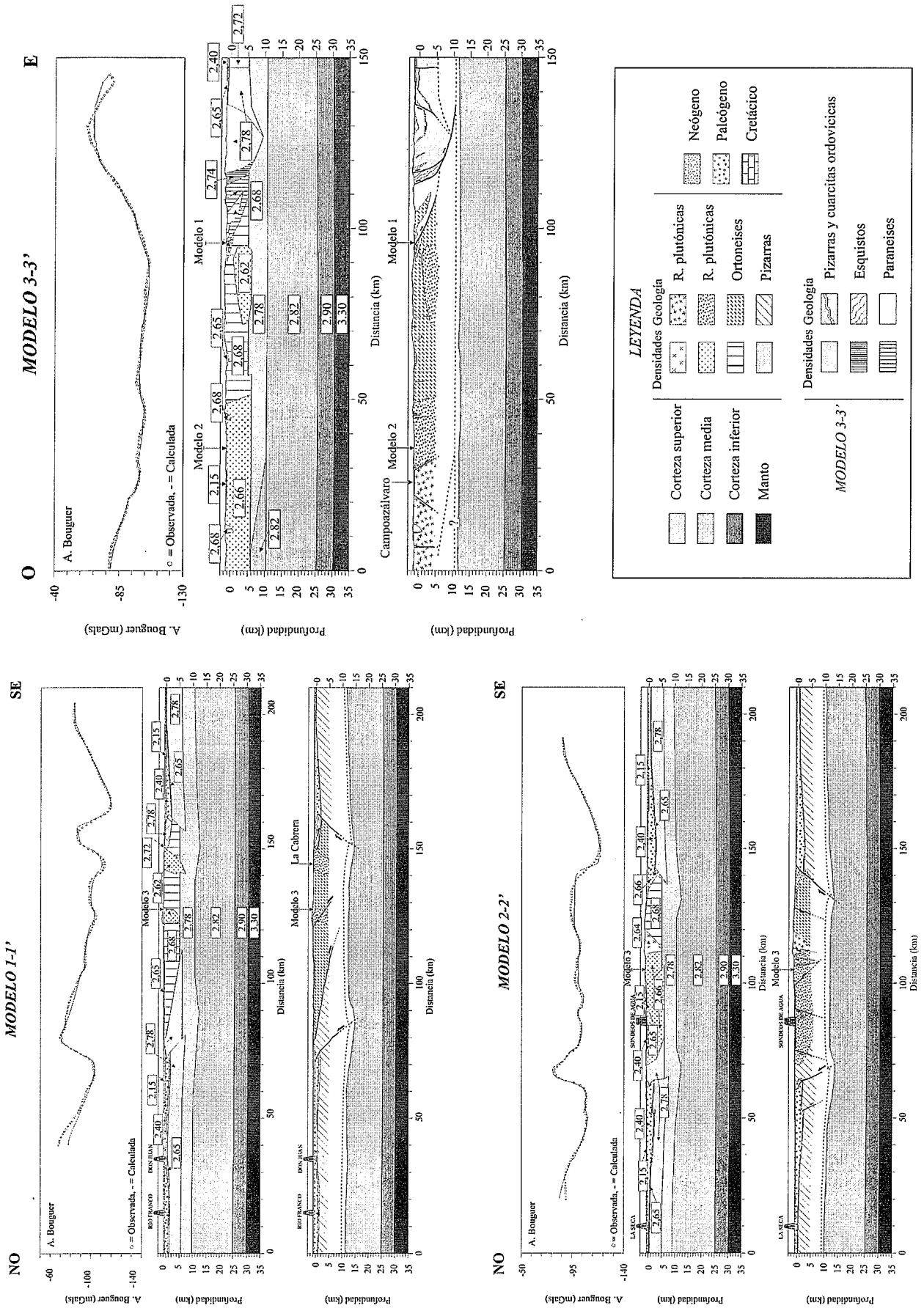


Figura 8.- Modelos gravimétricos en 2+1/2D realizados para la zona de estudio. En cada modelo se indican las densidades correspondientes a cada cuerpo (ver Tabla III). Por razones de cálculo, en los cuerpos situados por encima de la cota topográfica cero se ha utilizado el contraste con la densidad de reducción (2,67 g/cm^3).

	Unidad	Densidad (g/cm^3)
Cobertera	Neógeno (arcillas y arenas)	2,15
	Paleógeno (yesos, arenas, arcillas, conglomerados)	2,40
	Cretácico (62,5% dolomias, 37,5% arenas)	2,65
	Jurásico (calizas)	2,71
	Triásico	2,65
Basamento	Leucogranitos	2,64
	Adamellitas	2,66
	Leuconeises	2,66
	Neises	2,68
	Pizarras	2,74
	Cuarcitas	2,68
	Esquistos	2,78
Corteza superior		2,78
Corteza media		2,82
Corteza inferior		2,90
Manto		3,30

Tabla III.- Valores medios de densidad utilizados en la elaboración de los modelos gravimétricos

mo relativo de mayor longitud de onda que él y que presenta un buen ajuste mediante un cuerpo de densidad 2,15 g/cm^3 que corresponde al relleno de materiales terciarios de la cuenca de Cantalejo. Aquí, el espesor de sedimentos está controlado por unos sondeos de agua, y el mínimo relativo muestra a su vez un máximo superpuesto coincidiendo con el afloramiento nuevamente de materiales densos, en este caso de 2,66 g/cm^3, que atestiguan el cambio en la naturaleza del basamento respecto al existente bajo la cuenca del Duero y que aparecía en el sondeo de La Seca. Este cambio de basamento presenta un buen ajuste en el modelo mediante una superficie de alto buzamiento que en profundidad se hace más tendida hasta alcanzar los 20° aproximadamente, y que superpondría materiales de densidad 2,66 g/cm^3 sobre otros de densidad 2,78 g/cm^3.

Los máximos y mínimos relativos del interior de la cadena que se observan hasta el borde sur de la misma pueden ajustarse mediante una serie de cuerpos, de densidades 2,64 g/cm^3, 2,66 g/cm^3 y 2,68 g/cm^3, que representan las variaciones de basamento observadas en superficie entre materiales de tipo neísico y distintos tipos de rocas plutónicas.

Este modelo tiene un grado de error total de un 1,65% y, como se observa en la figura, la mayor diferencia entre la anomalía observada y la calculada se produce en el extremo noroeste del modelo, seguramente debido al efecto de borde producido por el desconocimiento de la estructura de la cuenca del Duero más allá del sondeo de La Seca, existiendo también un cierto desajuste en la zona del modelo correspondiente al gradiente del borde sur del Sistema Central. En este punto, con un espesor de sedimentos estimado a partir de los datos de los modelos precedentes, se hace necesario aumentar el espesor de los materiales de tipo plutónico que afloran en superficie a medida que nos aproximamos a la falla del borde sur, de manera que sean estos materiales, de densidad 2,66 g/cm^3, los que se superpongan a los materiales paleógenos de densidad 2,40 g/cm^3. Aún así, para disminuir el valor de la anomalía hasta el rango de valores observado, es preciso incluir en el basamento inmediatamente bajo el depocentro, una cuña de materiales de baja densidad de las mismas características que los antes mencionados (2,66 g/cm^3) y que habría quedado en el labio hundido de la falla inversa que constituye el borde meridional del Sistema Central.

Modelo 3-3´

El modelo (Fig. 8) es longitudinal a la dirección general del Sistema Central en el área de estudio. La curva de anomalía de Bouguer muestra una geometría sencilla, con valores de alrededor de –80 mGal en los extremos disminuyendo hacia el centro del modelo hasta aproximadamente los –60 mGal. Sobre esta geometría sencilla existen sobreimpuestos una serie de mínimos y máximos relativos. El más importante de ellos es el máximo relativo situado cerca del extremo oriental, y que presenta un buen ajuste considerando un cuerpo de densidad alta, 2,78 g/cm^3 e importante espesor. El resto de máximos y mínimos relativos son de menor magnitud y se encuentran distribuidos a lo largo de la curva de anomalía.

Como en los casos anteriores, el proceso de modelización se ha iniciado introduciendo la geometría del Moho deducida en el apartado anterior, que muestra una disminución de la profundidad del mismo de unos 500 metros hacia la zona central del modelo. Por lo tanto, esta depresión aparece tanto en los modelos transversales a la estructura alpina como en los longitudinales, hecho que ya se observaba en los mapas que reflejaban la geometría de esta discontinuidad obtenidos a partir del análisis espectral.

Este modelo sólo atraviesa una pequeña cuenca terciaria en el kilómetro 25 del perfil, la depresión de Campoazálvaro, por lo que las anomalías de menor longitud de onda están relacionadas con heterogeneidades de densidad en el basamento y, por lo tanto, asociadas fundamentalmente a la estructura hercínica y tardihercínica. En el proceso de modelización se ha logrado un buen grado de ajuste considerando la existencia de cuerpos de baja densidad en su mitad occidental, de 2,66 g/cm^3, justificados por los materiales de tipo granítico que se observan en superficie. Estos cuerpos en la parte central del modelo pasan a ser de mayor densidad, 2,68 g/cm^3, como corresponde a los ortoneises que son las rocas predominantes en ese sector, y por último cuerpos de mayor densidad, desde 2,72 hasta 2,78 g/cm^3 justificados por la presencia de materiales metamórficos densos en la parte oriental del Sistema Central. En el extremo más oriental, empiezan a aparecer algunos pequeños cuerpos de densidad 2,65 y 2,40 g/cm^3 que corresponden a los materiales sedimentarios de la Cordillera Ibérica.

Sobre estos tres grandes dominios de cuerpos de basamento se intercalan algunos cuerpos de menor tamaño que son los responsables de los máximos y mínimos relativos sobreimpuestos, como es el caso de dos cuerpos de baja densidad: uno de ellos aflora en superficie pero su extensión es muy reducida (PK. 60 del perfil aproximadamente) y corresponde a la adamellita de La Granja cuya densidad es de 2,65 g/cm^3. El otro cuer-

po, de mucha mayor extensión pero que no llega a aflorar en este corte, está constituido por los materiales plutónicos detectados también en el modelo anterior y en el que llegaban en alguna zona a aflorar, y cuya densidad es de 2,62 g/cm^3.

La geometría más compleja es la que se aprecia en el tercio oriental del modelo, donde se suceden varios cuerpos cuya densidad aumenta hacia el este y que quedan justificados por la presencia de estructuras de tipo falla lístrica asociados con la Zona de Cizalla de Berzosa.

En cuanto a la estructura general de la corteza, presenta algunos rasgos interesantes. Por un lado, el límite basamento-corteza superior no presenta un abombamiento como en los modelos anteriores, sino que se muestra con una geometría bastante horizontal a lo largo de todo el modelo, y a una profundidad constante de unos 10 km. Por otro lado, la curva de anomalía presenta exactamente el mismo valor en ambos extremos del modelo. Sin embargo, la zona oriental está constituida por cuerpos mucho menos densos que los del extremo oriental (2,66 g/cm^3 por 2,78 g/cm^3 respectivamente). Esto daría lugar a un valor de anomalía de Bouguer mucho más bajo en la zona occidental que en la oriental, hecho que no se observa, lo que indica que debe haber una variación en profundidad de la densidad de los materiales de la corteza.

Para obtener un buen grado de ajuste en el modelo y conseguir que la anomalía de Bouguer muestre un ascenso hacia un máximo relativo en su extremo oriental, se hace necesario aumentar la densidad de la corteza superior hasta el mismo valor de la corteza media, 2,85 g/cm^3. Esto significa un cambio lateral en la estructura de la corteza en la zona de Gredos, o bien se puede interpretar como el ascenso de la corteza media bajo esta misma zona.

El grado de error total de este modelo es de un 1,77 %, produciéndose la máxima diferencia entre anomalía observada y calculada en su extremo oriental. Esto puede ser debido al efecto de borde producido por la estructura de la Cordillera Ibérica que no se ha tenido en cuenta en el extremo oriental de este perfil ya que constituye otro problema geológico y geofísico que escapa a los objetivos de este artículo. A partir de esta falla hacia el este, se ha considerado un basamento algo menos denso, de 2,72 g/cm^3, para justificar el descenso en el valor de la anomalía de Bouguer.

Discusión y Conclusiones

El análisis del mapa de anomalía de Bouguer del centro peninsular indica que las fuentes que generan las anomalías se pueden agrupar en dos horizontes con unas profundidades medias de 29,2 km y 8,2 km. El horizonte más profundo coincide con la profundidad calculada mediante datos sísmicos para la discontinuidad del Moho, por lo que en la zona estudiada representa una discontinuidad de densidad de primer orden. Si bien los datos gravimétricos coinciden en este dato con los modelos sísmicos, no parece que indiquen la existencia de un engrosamiento de la corteza del Sistema Central de más de 3 km como se sugiere en los modelos sísmicos (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993). Como señalan Chakraborty y Agarwal (1992), uno de los problemas en la separación residual y regional basada en el análisis espectral es la dificultad para discriminar las longitudes de onda largas debidas a fuentes superficiales, como pueden ser las cuencas sedimentarias, de las generadas por fuentes profundas. Está claro que la superposición de los efectos de la Cuenca del Duero y de la Cuenca del Tajo puede enmascarar la verdadera amplitud de la longitud de onda correspondiente al Moho. No obstante, en el Mapa de Anomalías de Bouguer (Fig. 2) el Sistema Central está asociado a un máximo relativo cuyos valores más negativos se sitúan en la parte central, por lo que si existe el engrosamiento deben existir heterogeneidades dentro de la corteza que anulan en parte el mínimo gravimétrico producido por las raíces. La modelización de un perfil longitudinal a la cadena ha permitido hacer una primera aproximación al problema. Los resultados indican que ha sido necesario introducir en el extremo occidental del modelo, en la parte superior de la corteza un cuerpo con una densidad similar a la de la corteza media (Fig. 8). En el caso de que existieran raíces, el ajuste podría requerir la introducción de un cuerpo todavía más denso. Resolver las discrepancias entre estos resultados y los modelos sísmicos requiere la adquisición de nuevas investigaciones geofísicas y, en especial, sísmicas.

El horizonte o discontinuidad más superficial está localizada dentro de la corteza superior y en los modelos esta profundidad corresponde a la profundidad media del basamento heterogéneo que forma el centro peninsular. Los modelos transversales ponen de relieve que la anomalía de Bouguer se justifica satisfactoriamente considerando que la estructura del Sistema Central es un bloque cortical elevado a favor de fallas inversas. El buzamiento de estas fallas está entre 45° y 50°. Las fallas afectan claramente a la base de la corteza superior, la cual describe una forma ligeramente arqueada bajo el Sistema Central, forma que se repite hacia el centro de las cuencas del Duero y del Tajo. De la estructura descrita en los modelos, es interesante destacar que los fuertes gradientes se justifican por el contraste de densidad de los materiales del basamento y de los sedimentos terciarios y la forma del límite inferior de la corteza. En el borde noroeste de la cadena, límite con la Cuenca del Duero, los dos perfiles gravimétricos realizados muestran un fuerte gradiente, que en el perfil 1-1' enlaza con un máximo relativo que presenta un gradiente más largo y suave hacia el este, mientras que en el perfil 2-2' el máximo presenta también un fuerte gradiente hacia el sureste. La forma de la anomalía ha requerido que la geometría de los cuerpos de los modelos sea diferente. En el modelo 1-1' este máximo se justifica mediante la existencia de un cuerpo de densidad 2,68

g/cm^3 sobre un cuerpo de densidad 2,78 g/cm^3 limitado por una superficie de bajo buzamiento, mientras que en el modelo 2-2' los cuerpos involucrados tienen densidades similares, 2,66 g/cm^3 y 2,78 g/cm^3 pero la superficie que los limita presenta un alto buzamiento. Estas anomalías caracterizan el borde norte de la cadena por lo que se puede pensar que corresponden al contacto de dos cuerpos de distinta densidad dentro del basamento y su forma es debida al buzamiento de la superficie que los limita. Esta superficie parece asociada en la zona de Cantalejo a fallas que limitan cuencas terciarias dentro de la cadena, por lo que podrían corresponder a accidentes hercínicos o tardihercínicos reactivados en las etapas de deformación alpinas.

Así pues, el análisis espectral de los datos gravimétricos del centro peninsular indica que la corteza del centro peninsular tiene un espesor medio de 29,2 km y presenta un descenso del límite corteza-manto de 1,5 km en la zona central del Sistema Central. Los modelos de densidades que satisfacen los datos gravimétricos ponen de relieve que la geometría del Moho y del límite corteza media-corteza inferior presenta un descenso bajo la cadena prolongándose hacia las zonas de margen en las Cuencas del Duero y del Tajo. El límite corteza media-corteza superior sufre un ascenso en el Sistema Central adquiriendo una forma arqueada. Las fallas inversas que limitan esta cadena con las cuencas terciarias adyacentes, los depocentros de dichas cuencas así como las variaciones en la naturaleza del basamento hercínico son los factores principales causantes de las anomalías gravimétricas observadas en el Centro Peninsular.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto PB 98-0846 de la D.G.I.C.Y T. y constituye un extracto de parte de la Tesis Doctoral de uno de los autores (D. Gómez). Queremos agradecer la labor del Dr. Álvarez Lobato y otro revisor anónimo, cuyas sugerencias y comentarios han ayudado a mejorar notablemente la versión original del manuscrito.

Referencias

AERO SERVICE LTD (1967): *Mapa geológico de la Cuenca del Duero. Escala 1:250.000.* Inst. de Colonización e Inst. Geológico y Minero de España. Madrid.

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.

Barton, P. J. (1986): The relationship between seismic velocity and density in the continental crust – a useful constraint?. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 87: 195-208.

Bechtel, T.D., Forsyth, D.W. y Swain, C.J. (1987): Mechanisms of isostatic compensation in the vecinity of the East African Rift, Kenya. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 90: 445-465.

Bellido, F., Capote, R., Casquet, C., Fúster, J. M., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1981): Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector oriental del Sistema Central Español. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 15-51.

Bose, P.K. y Sengupta, B.J. (1984): Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. *Geophysics*, 40: 993-1013.

Cadavid, S. (1977): Avance del mapa de isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical. *Boletín Geológico y Minero*, 88(6): 561-566.

Capote, R. y Fernández Casals, M. J. (1981): La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 455-469.

Capote, R., De Vicente, G. y González Casado, J. M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central. *Geogaceta*, 7: 20-22.

Chakraborty, K. y Agarwal, B. N. P. (1992): Mapping of crustal discontinuities by wavelength filtering of the gravity field. *Geophysical Prospecting*, 41: 801-822.

De Vicente, G, González Casado, J.M., Bergamín, J.F., Tejero, R., Rivas, A., Hernández Enrile, J.L., Giner, J., Sánchez Serrano, F., Muñoz, A. y Villamor, P. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System. En: *III Congreso Geológico de España*, Comunicaciones, 1: 284-289.

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 Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 19: 175-190.

De Vicente, G., González Casado, J. M., Muñoz, A., Giner, J. y Rodríguez Pascua, M. A. (1996): Structure and tertiary evolution of the Madrid Basin. En: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.), 263-267.

Díaz, J., Hirn, A. y Gallart, J. (1993): P-Wave residual anomalies at the center of the ILIHA Net of refraction profiles, Central Spain. En: *Iberian Lithosphere Heterogeneity and Anisotropy. ILIHA.* (J. Mezcua y Carreño, Eds.) Monografía nº 10 I.G.N., 167-177.

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 & Geosciences*, 13: 549-560.

GM-SYS v. 2.03p (1992): *GM-SYS Reference manual.* Northwest Geophysical Associates Inc. 63 p.

Gómez Ortiz, D. (2001): *La estructura de la corteza en la zona central de la Península Ibérica.* Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 350 p.

Gupta, V. K. y Ramani, N. (1980): Some aspects of Regional-Residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain. *Geophysics*, 45: 1412-1426.

ILIHA DSS Group (1993): A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221: 35-51.

I.T.G.E. (1990): *Documentación sobre la geología del subsuelo de España. Tomo V (Duero-Almazán).* Informe interno número 29040.

Lowry, A. R. y Smith, R. B. (1994): Flexural rigidity of the Basin and Range-Colorado Plateau-Rocky Mountain transition from coherence analysis of gravity and topography. *Journal of Geophysical Research*, 99: 20123-20140.

McKenzie, D. 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*, 102: 27523-27552.

Mezcua, J., Gil, A., Benarroch, R. (1996): *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares.* Inst. Geográfico Nacio-

nal. Madrid, 7 p.

Mishra, D.C. y Naidu, P.S. (1974): Two-Dimensional Power Spectral Analysis of Aeromagnetic Fields. *Geophysical Prospecting*, 22: 345-353.

Nafe, J. E. y Drake, C. L. (1957): Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, 22: 523-552.

Oldenburg, D. W. (1974): The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39: 526-536.

Parker, R. L. (1973): The Rapid Calculation of Potential Anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31: 447-455.

Payo, G. (1970): Structure of the crust and upper mantle in the Iberian Shield by means of a long period triangular array. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 20: 493-508.

Pawlowski, R. S. (1994): Green's equivalent-layer concept in gravity band-pass filter design. *Geophysics*, 59: 69-76.

Querol, R. (1989): *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. ITGE-ETSI de Minas de Madrid. 48 p.

Sánchez Serrano, F., De Vicente, G. y González Casado, J. M. (1993): Cortes compensados para la deformación principal alpina en el borde sur oriental del Sistema Central español (Zona de Tamajón, Guadalajara). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 7-14.

SHELL (1983): *Informe del sondeo Baides-1*.

Spector, A. y Grant, F.S. (1970): Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics*, 35: 293-302.

Syberg, F. J. R. (1972): A Fourier Method for the Regional-Residual Problem of Potential Fields. *Geophysical Prospecting*, 20: 47-75.

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.

Suriñach, E. y Chávez, R. (1996): Un modelo Gravimétrico 3-D para la corteza del NE de la península Ibérica. *Geogaceta*, 20: 943-946.

Tejero, R., Perucha, M. A., Rivas, A. y Bergamín, J. F. (1996): Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central. *Geogaceta*, 20: 947-950.

Thomson, D. J. (1982): Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the IEEE*, 70: 1055-1096.

Treitel, S., Clement, W.G. y Kaul, R. K. (1971): The spectral determination of depths to 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 Physics of the Earth*, 36: 255-266.

Vegas, R., Vázquez, J. T., Suriñach, E. y Marcos, A. (1990): Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184: 376-378.

Wiener, N. (1949): *Extrapolation, interpolation and smoothing of stationary time series*. John Wiley and Sons. New York.

Wollard, G. P. (1975): Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters. *Bureau Gravimetrique Internationale*, Bulletin Informatif, 36, sect. I: 106-110.

Manuscrito recibido el 10 de julio de 2002
Aceptado el manuscrito revisado el 9 de enero de 2003