

## Modelización gravimétrica de la Isla de Mallorca

C. AYALA<sup>1</sup>, J. POUS<sup>1</sup>, F. SÀBAT<sup>1</sup>, A. CASAS<sup>2</sup>, L. RIVERO<sup>2</sup> y B. GELABERT<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Universitat de Barcelona. Dpt. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. 08071-Barcelona.

<sup>2</sup> Universitat de Barcelona. Dpt. de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. 080071-Barcelona.

<sup>3</sup> Universitat de les Illes Balears. Dpt. de Ciències de la Terra. 07071-Palma de Mallorca.

**Resumen:** Se ha elaborado un nuevo mapa de anomalías de Bouguer. La anomalía regional se ha obtenido mediante ajuste polinómico, imponiendo como ligadura la modelización de dos perfiles sísmicos profundos que atraviesan Mallorca. Sustrayendo la anomalía regional a la anomalía de Bouguer se ha obtenido la residual. Los mínimos absolutos y relativos de los mapas de Bouguer y residual coinciden con las cuencas cenozoicas, y los máximos coinciden con sierras donde afloran rocas mesozoicas. La anomalía residual se ha modelizado en tres perfiles que atraviesan Mallorca de NW a SE. Para ello ha sido necesario estimar la densidad de las distintas rocas del subsuelo. Para cada perfil se han realizado dos modelos con resultados similares. En ellos se considera que los mínimos son debidos a los sedimentos poco densos que rellenan las cubetas y que los máximos están asociados al relieve del techo del paleozoico. El espesor obtenido para los sedimentos de la cubeta de Inca es de 1600 m. Este espesor es excesivo para corresponder únicamente a sedimentos postorogénicos y se sugiere que la cubeta se inició durante la compresión oligo-miocena. Por otra parte, los peldaños del techo del Paleozoico son superiores a 2000 m, que es más del doble de lo que podría explicarse mediante las fallas normales que delimitan las cuencas. Se sugiere que los cabalgamientos oligo-miocenos han contribuido de forma fundamental a la creación de estos peldaños.

**Palabras clave:** Gravimetría, anomalía de Bouguer, anomalía regional, anomalía residual, modelización, estructura geológica, Mallorca.

**Abstract:** A Bouguer anomaly map of Mallorca Island was obtained recalculating the corrections of 3623 points measured by ITGE. 220 new stations were added. We have modeled the anomaly produced by the crust deduced from two deep seismic profiles crossing Mallorca. The regional anomaly has been obtained by polinomic adjustment constrained by the anomaly resulting from the two seismic profiles. Constraints are imposed by the Lagrange multipliers methode. The residual anomaly is obtained by subtraction of the regional anomaly from the Bouguer anomaly. The absolute and relative lows depicted on the Bouguer and residual anomaly maps correspond exactly with Cenozoic basins, and highs on these maps correspond with areas where Mesozoic rocks outcrop. Three NW-SE cross sections has been modeled in order to explain the residual anomaly. The density of subsurface rocks involved in these sections have been estimated from measurements on outcropping rocks and borehole cores. Two different models are proposed for each cross section which yield similar results. In these models the gravity lows are explained by the sedimentary infill into the basins, and the gravity highs by elevations in the top of Paleozoic. The difference between observed and modeled anomaly is less than 1 mGal except for the ends of the sections where a border effect is present. The thickness of Cenozoic sediments in the Inca basin is more than 1600 m. This value is too high to correspond only to postorogenic sediments; thus, it is suggested that this basin initiated during Oligo-Miocene compression. Moreover, the steps in the top of the Paleozoic are higher than 2000 m. Less than half of this relieve can be explained by normal faults associated with the basin formation, and it is suggested that Paleozoic rocks are involved in the Oligo-miocene basal thrust.

**Key words:** Gravimetry, Bouguer anomaly, regional anomaly, residual anomaly, modeling, geological structure, Mallorca.

Ayala, C., Pous, J., Sàbat, F., Casas, A., Rivero, L. y Gelabert, B. (1994): Modelización Gravimétrica de la Isla de Mallorca. *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (3-4): 215-227.

Entre 1968 y 1969 el ITGE realizó una campaña gravimétrica en la isla de Mallorca. En dicha campaña se midieron 3623 estaciones repartidas por toda la isla a excepción de determinados sectores de la Serra de Llevant y de la Serra de Tramuntana. Para llenar estos vacíos se han realizado 220 nuevas

medidas en dichos sectores, que adecuadamente homogeneizados con los pre-existentes han proporcionado una nueva base de datos a partir de la cual se ha obtenido el mapa de anomalías de Bouguer.

Estos mismos datos gravimétricos fueron utilizados por Benedicto *et al.* (1993), conjuntamente con datos geo-

lógicos de superficie y de subsuelo, para obtener un corte geológico detallado de la cubeta de Inca. El objetivo del presente artículo es obtener un corte de la corteza superior en una transversal completa de la isla de Mallorca.

El análisis cualitativo del mapa a escala regional de anomalías de Bouguer del Mediterráneo occidental (Morelli, 1990) indica un engrosamiento de la corteza en el entorno de Mallorca. Este hecho también está confirmado por los resultados de los perfiles sísmicos de reflexión de gran ángulo (Dañoibeitia *et al.*, 1992). Para obtener una anomalía regional acorde con este engrosamiento se ha modelizado gravimétricamente el modelo cortical obtenido a partir de dos de los perfiles de sismica a que nos hemos referido y que atraviesan la isla. La transformación de velocidades a densidades se ha realizado conjuntando por una parte la utilización de las relaciones empíricas deducidas por Woolard (1975) y por otra mediante el ajuste de la anomalía regional con la anomalía de Bouguer del Mediterráneo Occidental a lo largo de los dos perfiles sísmicos mencionados. Finalmente, el mapa de la anomalía regional se ha obtenido por el método de ajuste polinómico imponiendo como ligadura la regional modelizada a partir de los perfiles sísmicos. La ligadura se introduce mediante el método de los multiplicadores de Lagrange.

Una vez obtenida la anomalía residual se ha procedido a la modelización e interpretación de diversos perfiles en dirección NW-SE para determinar la estructura de los primeros kilómetros de la corteza de Mallorca.

### Contexto geológico

La isla de Mallorca está constituida por tres alineaciones montañosas NE-SW (Tramuntana, Randa-Bonany, y Llevant), de distinta entidad, subparalelas entre sí y separadas por dos zonas deprimidas (las depresiones de Palma-Inca-Sa Pobla y de Campos-Manacor-Santa Margarita) (Fig. 1). La Serra de Tramuntana, situada a lo largo de la costa NW, es la única que tiene varias cumbres que sobrepasan los 1000 m de altura, y culmina en el Puig Major (1445 m). Los otros relieves de la isla en ningún caso sobrepasan los 550 m de altura. La morfología de Mallorca refleja claramente su estructura geológica. Las sierras están constituidas por materiales mesozoicos y cenozoicos afectados por las deformaciones alpinas y se consideran la continuación hacia el NE de las zonas externas de la Cordillera Bética (Fallot, 1922; Azema *et al.*, 1974), mientras que las depresiones están colmatadas por materiales neógenos poco deformados.

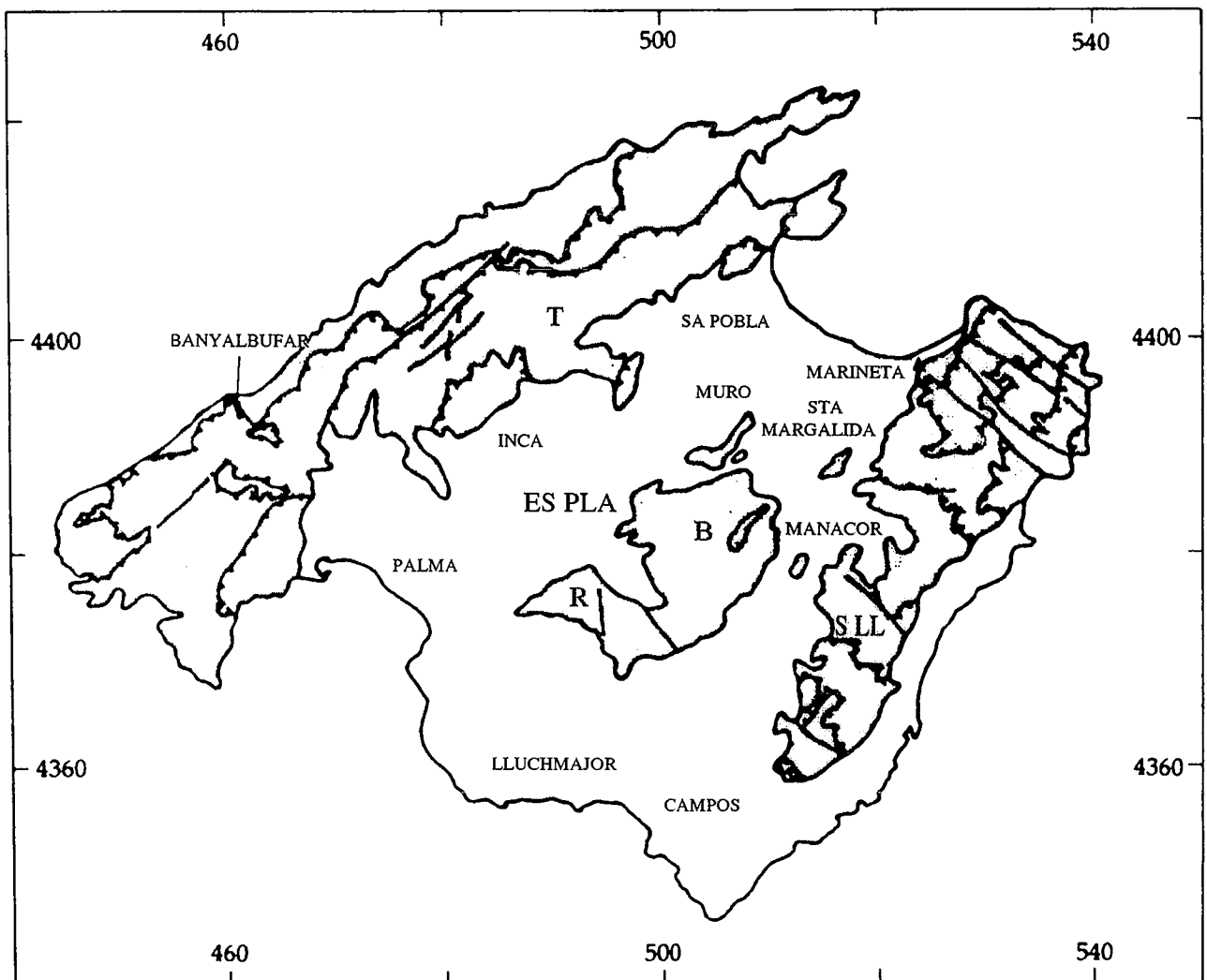


Figura 1.- Principales estructuras geológicas de Mallorca. T - Serra de Tramuntana; R - Macizo de Randa; B - Macizo de Bonany; SLL - Serres de Llevant. Las tramas corresponden a relieves montañosos. Coordenadas UTM en km. Modificado de Simó y Ramón, 1986.

Las rocas más antiguas que afloran en Mallorca son del Paleozoico Superior. Se trata de afloramientos muy pequeños formados por rocas detríticas ligeramente metamórficas muy parecidas a las del Paleozoico de Menorca y de la Cordillera Costera Catalana (Ramos-Guerrero y Rodríguez-Perea, 1985). Durante el Mesozoico, la sedimentación fue fundamentalmente carbonatada (calizas y dolomías). Los materiales del Paleógeno son de composición detrítica (conglomerados, areniscas y limos carbonatados), presentan una distribución irregular y su potencia es muy variable.

La isla estuvo sometida a compresión desde finales del Oligoceno (28 Ma) hasta el Mioceno Medio (15 Ma), desarrollándose un sistema de pliegues y cabalgamientos (Fallot, 1922). En este intervalo de tiempo se depositaron materiales sinorogénicos, fundamentalmente margas y areniscas (Ramos-Guerrero *et al.*, 1989).

Mallorca experimentó una ligera extensión durante parte del Mioceno Medio, Mioceno Superior y Plioceno (de 15 a 1,6 Ma) y quizá también al principio del Cuaternario. Se desarrollaron fallas normales que conforman las depresiones que separan las alineaciones montañosas (Fontboté *et al.*, 1990). No obstante, algunas de estas depresiones podían estar ya preconfiguradas desde la etapa compresiva. En las depresiones se sedimentan funda-

mentalmente yesos, margas, calizas y calcarenitas postorogénicas del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario (Simó y Ramón, 1986).

La estructura de las sierras es bien conocida (Fallot, 1922; Darder, 1925; Alvaro, 1987; Sàbat *et al.*, 1988; Anglada, *et al.*, 1986; Ramos-Guerrero *et al.*, 1989; Gelabert *et al.*, 1992), y está caracterizada por un sistema de cabalgamientos imbricados y pliegues asociados. Consideramos que la estructura del substrato de las depresiones es similar a la de las sierras. Los cabalgamientos aíslan láminas cabalgantes de dimensiones reducidas que se han desplazado hacia el NW. La mayoría de las láminas cabalgantes superficiales están constituidas por rocas y sedimentos del Mesozoico y del Cenozoico sinorogénico. Las rocas más antiguas, y en concreto las del Paleozoico, sólo forman parte de la lámina cabalgante más externa (la situada más al NW) de todas las aflorantes. Es lógico suponer que el Paleozoico estará mucho mejor representado en las láminas profundas de zonas más internas (situadas más hacia el SE). Desde un punto de vista volumétrico, la mayor parte de las láminas de la Serra de Tramuntana y de las Serres de Llevant están constituidas por calizas y dolomías jurásicas, mientras que en las de la zona central de la isla hay una participación mayor de margas mesozoicas y de sedimentos del Cenozoico. El

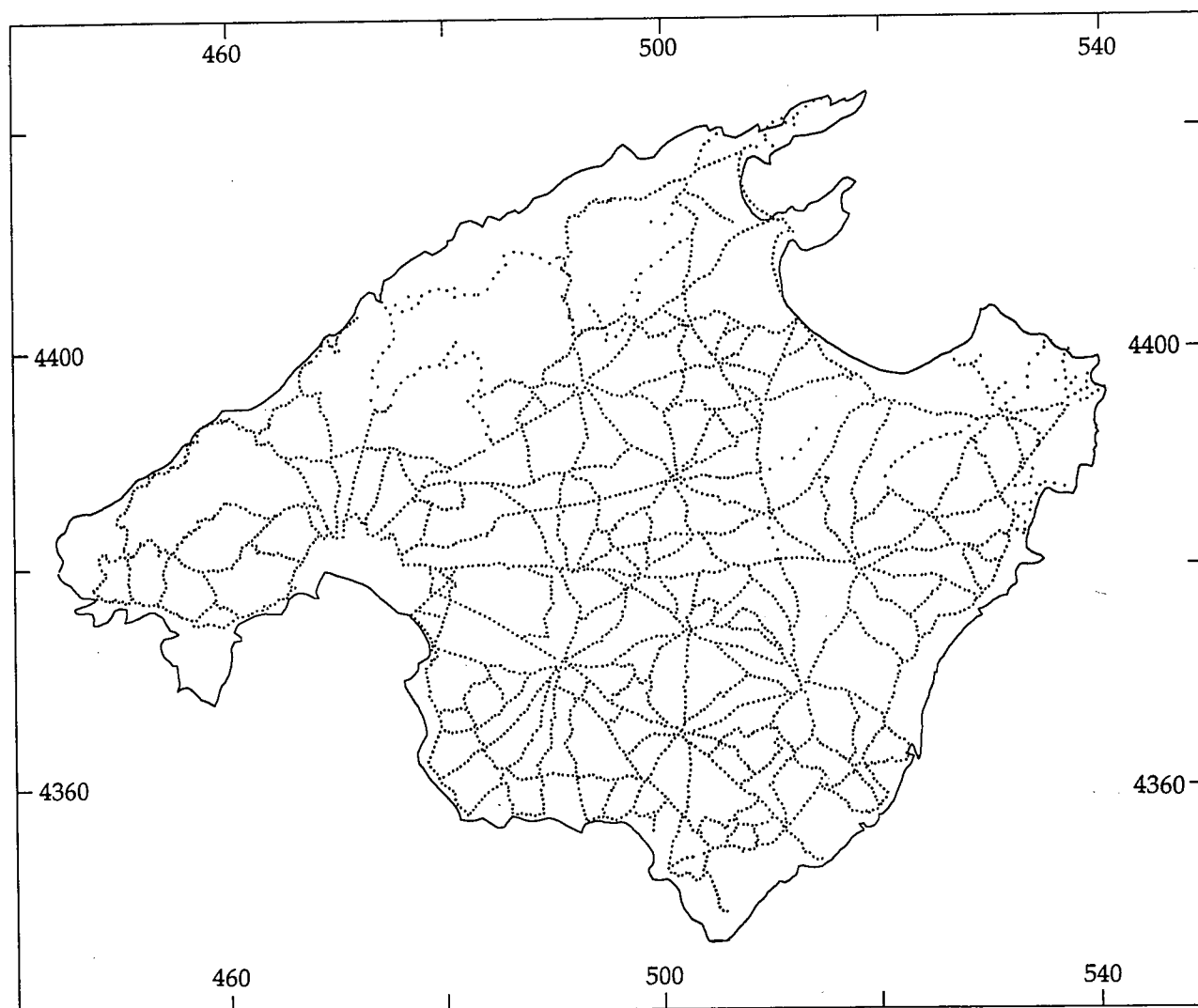


Figura 2.- Distribución de las estaciones. Coordenadas UTM en km..

apilamiento de láminas cabalgantes da lugar a una disposición tridimensional compleja, como consecuencia de la coexistencia de cabalgamientos frontales y laterales. A partir de cortes geológicos realizados en las distintas sierras parece oportuno situar el cabalgamiento basal del sistema por lo menos a 4000 m de profundidad y, en cualquier caso, el acortamiento calculado es del orden del 50%.

Debido a que las depresiones están recubiertas por sedimentos recientes, el conocimiento de su estructura presenta algunas lagunas. A partir de sondeos mecánicos, sondeos eléctricos verticales, gravimetría y perfiles sísmicos "off shore", se ha establecido que las cubetas están delimitadas por fallas normales originadas durante la extensión del Neógeno Superior (Maufrett, 1976; Fontboté *et al.*, 1990; Barón y González, 1984; Benedicto *et al.*, 1993). La depresión situada entre la Serra de Tramuntana y los relieves de la parte central de la isla está compartimentada en tres cubetas que son las de Palma, Inca y Sa Pobla, separadas entre sí por umbrales antiforales constituidos por estructuras laterales ligadas a la compresión oligo-miocena, lo que sugiere que algunas de las depresiones de Mallorca fueron preconfiguradas durante la fase compresiva. Esto implica que en las zonas deprimidas haya potencias importantes de sedimentos Cenozoicos tanto postorogénicos (o sincrónicos con la extensión) como sinorogénicos (o sincrónicos con la compresión).

En resumen, la estructura de Mallorca y la alternancia de sierras y cuencas de dirección NE-SW es el resultado de una etapa compresiva y una etapa extensiva. La fase compresiva oligo-miocena produjo un acortamiento SE-NW, ha dado lugar a un sistema de pliegues y cabalgamientos, y preconfiguró alguna de las cuencas. La extensión neógena, probablemente también de dirección SE-NW, es responsable de la estructuración definitiva de las cuencas.

### Anomalías de Bouguer

A principios del año 1990 se añadieron 220 nuevas medidas a las del mapa gravimétrico de Mallorca (ITGE, 1981). Estas medidas que completan los vacíos existentes, están enlazadas con la red internacional IGSN'71 al igual que el mapa inicial del ITGE. Para ello, y una vez constatada la desaparición de la base existente en el aeropuerto de Son San Joan, se enlazó la base existente en la estación de F.C. de Palma a Sóller con dos nuevas bases situadas en Manacor e Inca. El posicionamiento de las nuevas estaciones se efectuó a partir de la cartografía a escala 1/25.000 del IGN, y la determinación de las cotas altimétricas mediante altimetría barométrica con una precisión de +/-1 metro. Las correcciones topográficas de las nuevas estaciones se realizaron en tres fases; la primera, desde el punto de observación hasta un radio de 50 m, fue estimada directamente por el operador sobre el terreno; la segunda, desde 50 m hasta un radio de 1500 m, se obtuvo a partir del método clásico de Hammer con la cartografía 1/25.000; y, finalmente, la corrección hasta 22 km se calculó mediante un modelo digital del terreno de 1 km de lado. El nuevo mapa de anomalías de Bouguer se ha recalculado con los datos de todas las estaciones tomando una densidad de reducción de 2,67 g/cm<sup>3</sup>, que se considera representativa de los valores de densi-

dad de las formaciones geológicas que constituyen los máximos relieves topográficos. En la figura 2 se presenta la distribución y posición de las estaciones.

El mapa de anomalías de Bouguer con la incorporación de los nuevos datos se presenta en la fig. 3. Este mapa refleja el efecto de las estructuras geológicas más significativas de la isla, poniendo de manifiesto la existencia de inhomogeneidades laterales de la densidad, tanto a nivel superficial como a nivel profundo.

El conjunto de mínimos está asociado a la existencia de dos alineaciones de cubetas neógenas post-orogénicas (comparar Figs. 1 y 3). A nivel cualitativo se destacan los siguientes puntos: a) Estas dos alineaciones no son paralelas entre sí y convergen hacia el NE. La alineación de Palma, Inca y Sa Pobla, tiene una orientación NE-SW, está situada al pie de la Serra de Tramuntana y es paralela a esta sierra, mientras que la alineación de Marineta, Manacor y Campos tiene una orientación NNE-SSW y es aproximadamente paralela a las Serres de Llevant. b) A lo largo de cada una de estas dos alineaciones hay varios mínimos gravimétricos distintos separados entre sí por umbrales. Cada uno de estos mínimos relativos se corresponde con una cubeta bien individualizada. Algunos de los umbrales, como los que limitan la cubeta de Inca, han sido descritos como estructuras laterales del sistema de cabalgamientos (Benedicto, 1991). c) Entre las dos alineaciones de mínimos mencionadas y rodeada por estas, hay una zona de máximos que se corresponden con los macizos de Randa y Bonany. Estos dos macizos están separados entre sí por un mínimo relativo orientado NW-SE. Este último coincide con una depresión rellena de margas, que probablemente también se asocia a una estructura lateral del sistema de cabalgamientos.

Por otra parte, los valores positivos de la Serra de Tramuntana presentan numerosos mínimos relativos transversales a la sierra, lo cual probablemente es debido a la poca continuidad lateral de las láminas cabalgantes. En el caso de las Serres de Llevant la situación es distinta. En la mitad meridional hay un máximo que sobresale por encima de los valores positivos del conjunto, coincidiendo con la zona que se ha interpretado que posee mayor acortamiento y desplazamiento, debido al funcionamiento de una rampa lateral situada en el límite NE del máximo mencionado (Sàbat *et al.*, 1988).

Como acabamos de ver, existe una coincidencia notable entre el mapa de la anomalía de Bouguer y las estructuras geológicas de superficie. Para facilitar la interpretación cuantitativa de dichas estructuras se realizará la separación de la anomalía de Bouguer en sus componentes regional y residual.

El hecho de que hacia el NW de la isla la anomalía de Bouguer presente máximos, hacia el centro haya una disminución de su valor y hacia el SE vuelva a aumentar, da idea de una tendencia regional cóncava. Este efecto sería debido a un engrosamiento de la corteza en el centro de Mallorca. Efectivamente, esta tendencia viene confirmada por los datos sísmicos (Banda *et al.*, 1980; Dañoibeitia *et al.*, 1992): a unos 30 km al NW de la Mallorca el grueso de la corteza es de 20 km, aumentando gradualmente hasta alcanzar 25 km en el centro de la isla. El mapa de anomalías de Bouguer del Mediterráneo (Morelli, 1990) (Fig. 4) muestra también este comportamiento cóncavo centrado en Mallorca.

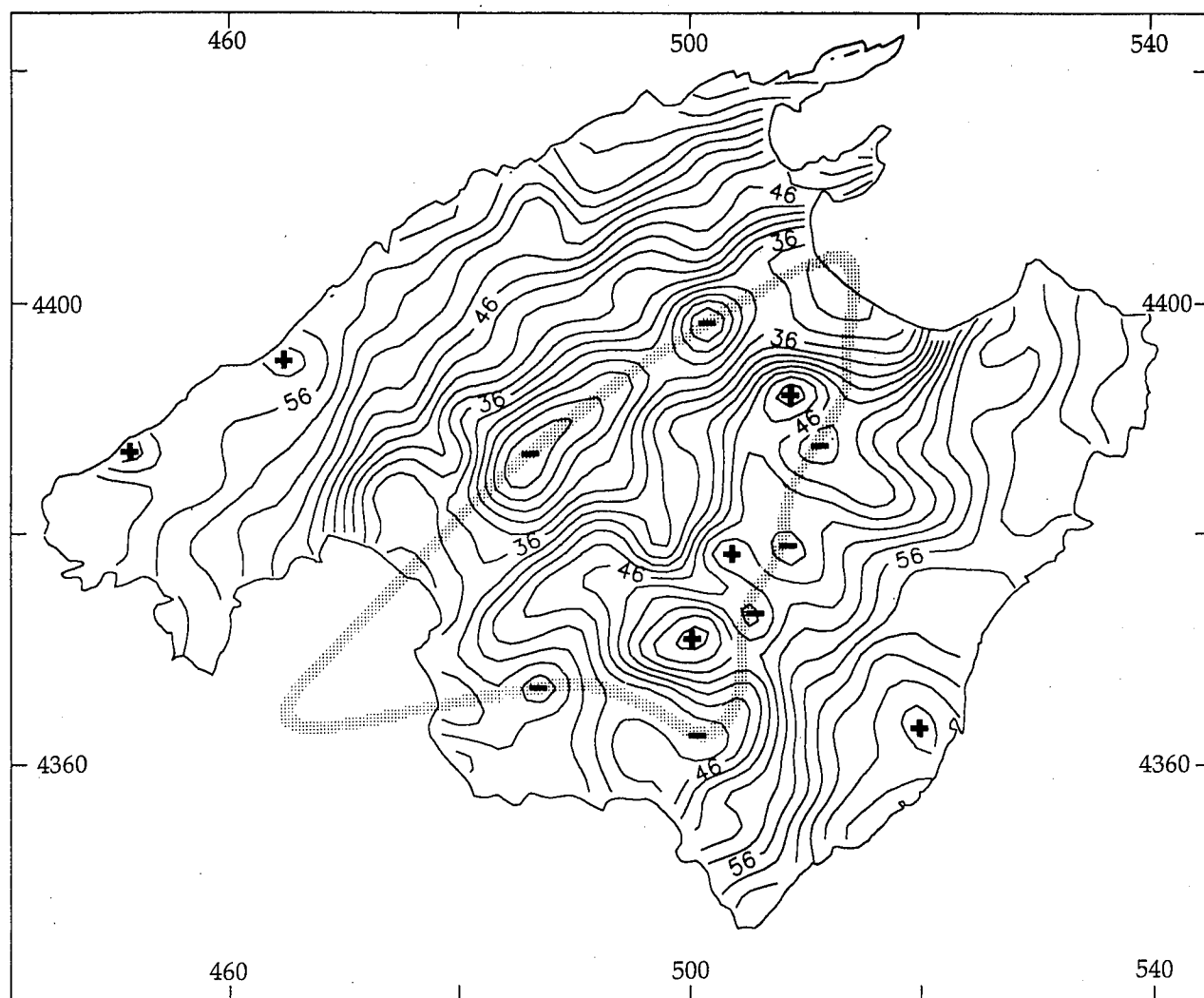


Figura 3.- Mapa de anomalías de Bouguer de Mallorca. + : Máximos más importantes; - : Mínimos. La trama sombreada une los mínimos más importantes ligados a las cuencas cenozoicas. Isolíneas cada 2 mGal. Coordenadas UTM en km.

**Separación de anomalías: Regional-Residual**

A partir del mapa de Bouguer de Mallorca se ha realizado una primera separación de anomalías mediante el método de ajuste polinómico por mínimos cuadrados que nos da una superficie matemática que se define como anomalía regional. Los datos sísmicos (Banda *et al.*, 1980; Dañoibeitia *et al.*, 1992) y gravimétricos (Morelli, 1990) de que se dispone indican que la anomalía regional se comporta como un polinomio de grado 2 ó 3. El mapa de la anomalía residual, encontrada sustrayendo la anomalía regional a la anomalía de Bouguer, continúa reflejando la geología de Mallorca: los máximos coinciden con los afloramientos mesozoicos y los mínimos, con las cubetas neógenas.

Sin otros datos, no es posible conocer con exactitud la precisión con que la anomalía regional se ajusta a la anomalía regional real. Por tanto, buscaremos el ajuste polinómico con una ligadura de forma que la anomalía regional obtenida coincida con la anomalía gravimétrica modelizada a partir de los dos perfiles sísmicos de refracción que atraviesan la isla en dirección NW-SE y E-

W (Dañoibeitia *et al.*, 1992) (Fig. 4).

Transformando las velocidades sísmicas a densidades a partir de la relación entre velocidad de las ondas P y densidad según las tablas de Woollard (1975), hemos obtenido un modelo cortical. Para la corteza y el manto se han considerado las siguientes densidades: 2,75 g/cm<sup>3</sup> para la corteza superior, 2,80 g/cm<sup>3</sup> para la capa intermedia, 2,93 g/cm<sup>3</sup> para la corteza inferior y 3,2-3,3 g/cm<sup>3</sup> para el manto superior. Se ajustó la respuesta gravimétrica de este modelo a la tendencia regional de la anomalía de Bouguer a lo largo de cada perfil. Para conocer bien esta tendencia regional -esto es, el gradiente de la concavidad de la anomalía debida al engrosamiento de la corteza- es necesario conocer la anomalía de Bouguer lejos de la isla, por tanto, se ha asimilado la anomalía de Bouguer de Mallorca con la del Mediterráneo (Morelli, 1990). Para este ajuste (Fig. 5, A y B) se ha considerado un espesor de 4.5 km para la cobertera sedimentaria con densidades medias entre 2,45 g/cm<sup>3</sup> y 2,55g/cm<sup>3</sup> y un espesor máximo de la corteza de unos 25 km. Para evitar los efectos de borde, estos perfiles se han modelizado hasta más de 30 km de distancia de la línea de costa de la isla.

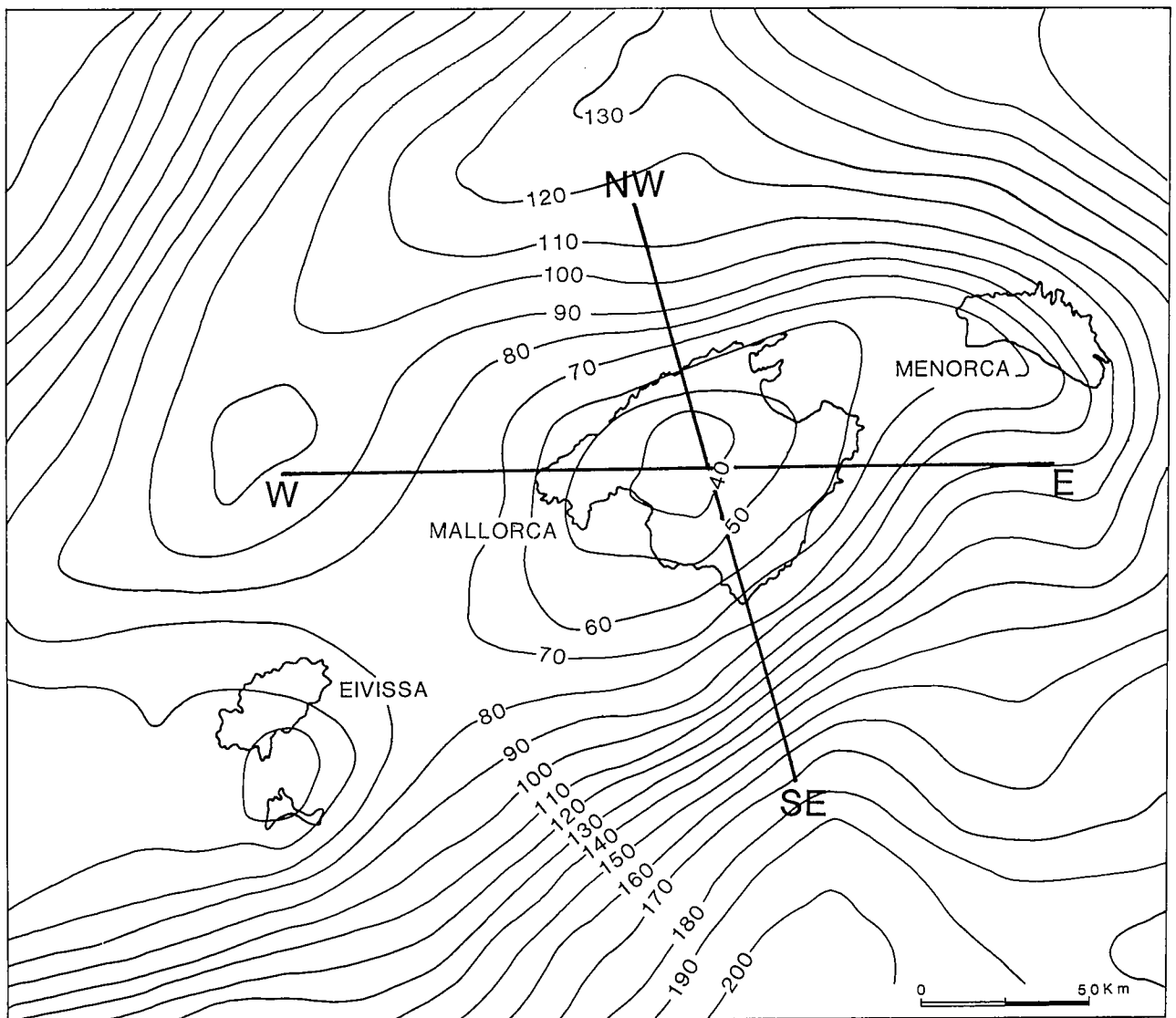


Figura 4.- Mapa de anomalías de Bouguer del Mediterráneo con los perfiles sísmicos que se han modelizado. Isótopos cada 10 mGal. Modificado de Morelli, 1990.

Uno de los problemas habituales en la modelización gravimétrica es definir un “cero” que nos permita establecer los contrastes de densidad. El modelo de referencia permite fijar el cero relativo al que referir nuestra interpretación y delimitar los cuerpos anómalos. Para la definición del modelo de referencia se acostumbra a considerar una zona de capas planas y paralelas donde la anomalía de Bouguer tiende a adoptar un valor constante. Como modelo de referencia se ha considerado una estructura cortical constituida por tres capas planas y paralelas con densidades de  $2,75 \text{ g/cm}^3$  para la corteza superior (de 0 a 16 km de profundidad.),  $2,80 \text{ g/cm}^3$  para la capa intermedia (que va de los 16 a los 28 km),  $2,93 \text{ g/cm}^3$  para la corteza inferior (de los 28 a los 35 km) y  $3,2\text{-}3,3 \text{ g/cm}^3$  para el manto superior (a partir de 35 km). Estos valores son los que Torné (1988) escogió para la depresión del Ebro, que, a nivel cortical, es considerada como un área estable.

Para obtener la tendencia regional se ha aplicado el método de los multiplicadores de Lagrange con la condición de que la anomalía regional a lo largo de los perfiles

NW-SE y E-W coincida con los valores obtenidos a partir del modelo cortical deducido de los perfiles sísmicos.

Consideremos  $A_B = A_R + A_{rs}$ , donde  $A_{rs}$  es la componente residual del campo,  $A_B$  es la anomalía de Bouguer y  $A_R$  es la anomalía regional. La superficie polinómica que representa la anomalía regional será de la forma:

$$z(x,y) = \sum_{n=0}^p \sum_{s=0}^n a_{n-s,s} x^{n-s} y^s$$

donde:

$a_{n-s,s}$  son los coeficientes del polinomio,  $p$  es el orden del polinomio y  $x, y$  son las coordenadas de los  $N$  puntos del mapa de Bouguer.

Se construye la función auxiliar:

$$G(x_i, y_i, z_i; a_{n-s,s}) = \sum A_{rs}^2 + \sum \lambda_i \phi_i(x'_i, y'_i, z'_i; a_{n-s,s}) \quad (1)$$

donde  $\lambda$  son los *multiplicadores de Lagrange*.  $a_{n-s,s}$  son las incógnitas a determinar con las condiciones:

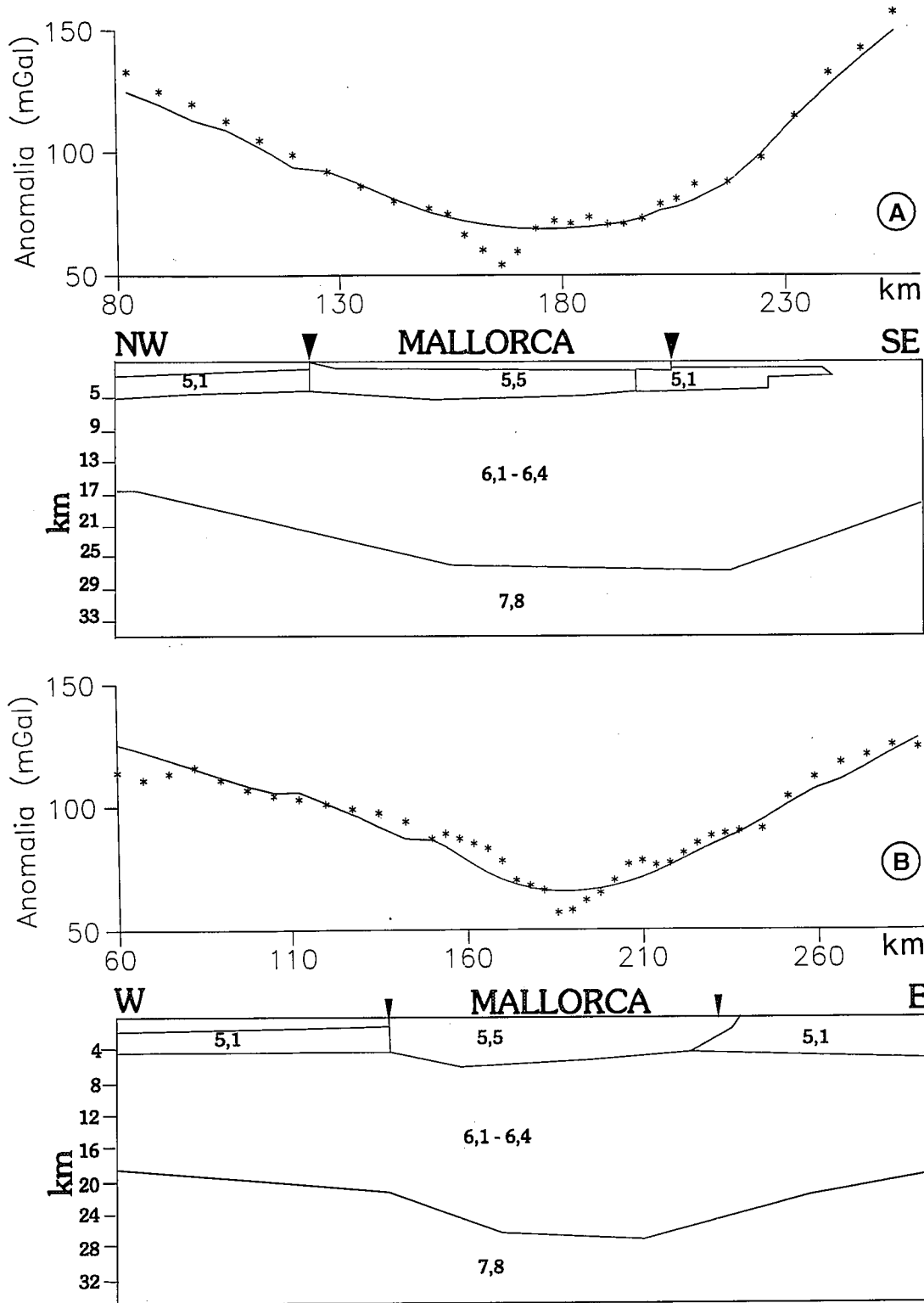


Figura 5.- A) Anomalia de Bouguer observada a lo largo del perfil NW-SE (puntos) y anomalia regional modelizada a partir de los datos de sísmica (línea continua). B) Anomalia de Bouguer observada a lo largo del perfil E-W (puntos) y anomalia regional modelizada a partir de los datos de sísmica (línea continua). En las figuras se ha indicado la velocidad de las ondas P en km. Modificado de Dañobeitia *et al.*, 1992.

$$\partial G / \partial a_{n-s,s} = 0 \text{ para cada } a_{n-s,s}$$

Escribimos la ecuación (1) en forma explícita:

$$G(x_i, y_i; a_{n-s,s}) = \sum_{i=1}^N (A_B(x_i, y_i) - A_{RG}(x_i, y_i; a_{n-s,s}))^2 + \sum_{j=1}^{N'} \lambda_j (A_{RG}(x_j, y_j) - (\sum_{n=0}^P \sum_{s=0}^n a_{n-s,s} x_j^{n-s} y_j^s)) \quad (2)$$

$x_i, y_i$  son las coordenadas UTM de los N puntos dónde se ha calculado, a partir de las medidas de campo, la anomalía de Bouguer.  $x_j, y_j$  son las coordenadas UTM de los  $N'$  puntos de la anomalía regional calculada a lo

$$\sum_{i=1}^N A_{RG}(x_i, y_i; a_{n-s,s}) = \sum_{i=1}^N \left( \sum_{n=0}^P \sum_{s=0}^n a_{n-s,s} x_i^{n-s} y_i^s \right)$$

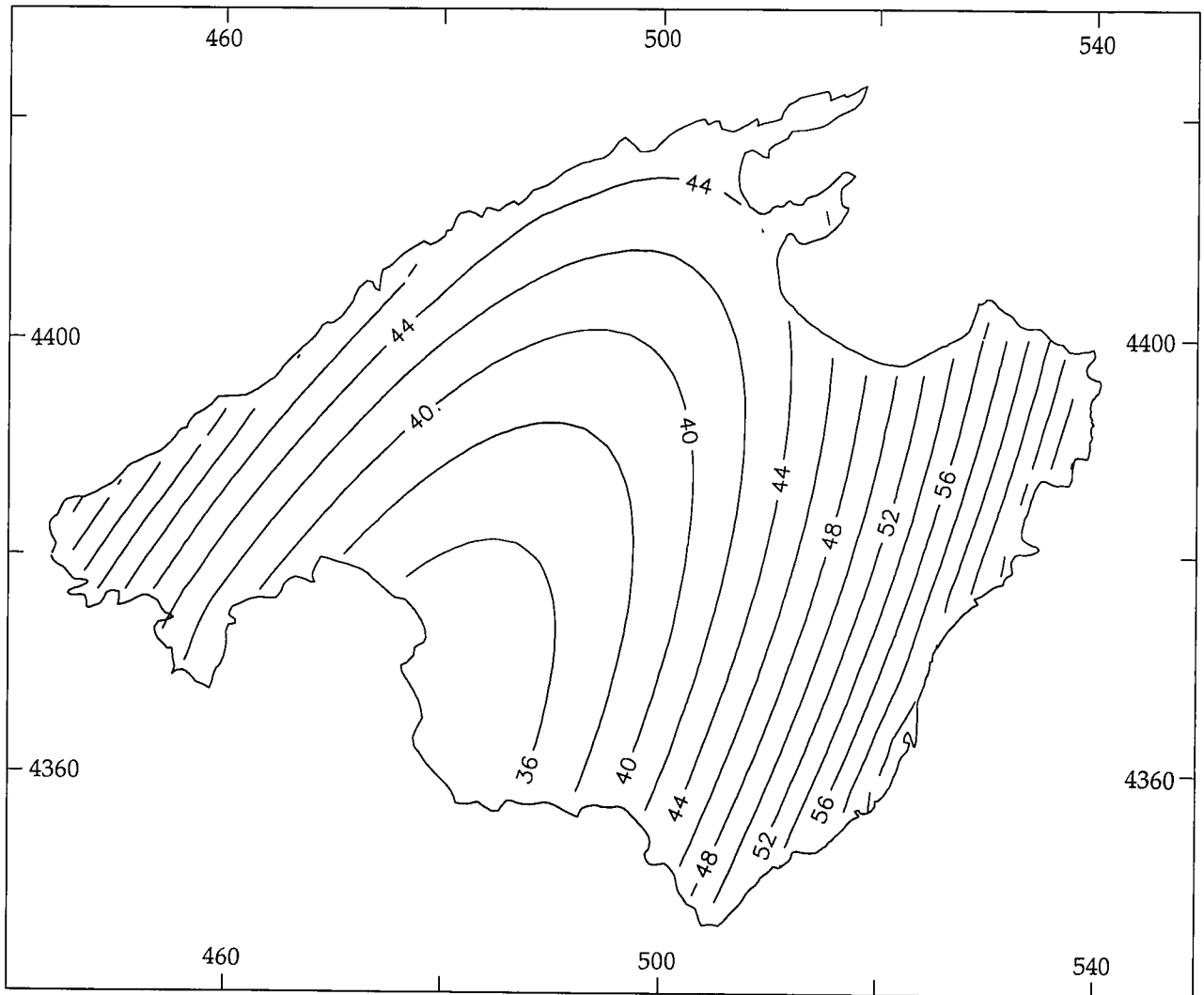


Figura 6.- Anomalía regional. Isolíneas cada 2 mGal. Coordenadas UTM en km.

largo de los dos perfiles, NW-SE y E-W, utilizados como condiciones.  $A_b$  es la anomalía de Bouguer y,

es el polinomio que describe la anomalía regional y

$$\sum_{j=1}^{N'} A_{RGj}(x_j, y_j)$$

es la anomalía regional modelizada a partir de los dos perfiles de sísmica en los  $N'$  puntos.

De la condición de mínimo en forma explícita:

$$\frac{\partial G}{\partial a_{l,m}} = 0 \rightarrow -\sum_{i=1}^N A_{RGi} x_i^{l-m} y_i^m + \sum_{n=0}^p \sum_{s=0}^n a_{n,s} \sum_{i=1}^N x_i^{n-s+l-m} y_i^{m-s} - \frac{1}{2} \sum_{j=1}^{N'} \lambda_j x_j^{l-m} y_j^m = 0 \quad (7)$$

se obtienen las ecuaciones de condición:

$$\sum_{n=0}^p \sum_{s=0}^n a_{n,s} x_k^{n-s} y_k^s = A_{RGk}, \quad k=1, \dots, N' \quad (8)$$

Tenemos  $k$  ecuaciones de condición, tantas como puntos de los perfiles queramos fijar para que pase por ellos el polinomio. El sistema a resolver es de  $\frac{1}{2}(p+1)(p+2)+k$  ecuaciones con  $\frac{1}{2}(p+1)(p+2)+k$  incógnitas. Las incógnitas son los coeficientes de los polinomios,  $a_{n,s}$ , y los parámetros  $\lambda^k$ .

Los puntos empleados como condiciones se dispusieron en la isla de manera que fueran representativos de la regional a lo largo de los perfiles sísmicos y que la diferencia con la regional calculada a partir de los perfiles sísmicos fuese inferior a 2 mGal. Se ha ensayado el cálculo con polinomios de varios grados y con varias condiciones. De las diferentes posibilidades ensayadas, la que se considera más representativa de la anomalía regional procede de un polinomio de grado 2 y sólo son necesarias cinco condiciones correspondientes a cinco puntos de control. De esta forma se ha obtenido la anomalía regional que se presenta en la figura 6. Nótese la correspondencia con el mapa de Bouguer del Mediterráneo de la figura 4. La bondad del ajuste realizado mediante los multiplicadores de Lagrange se manifiesta por el hecho de que la anomalía regional encontrada coincide con las modelizaciones a lo largo de los perfiles sísmicos con un error máximo de 1 mGal.

**Modelización**

Sustrayendo la anomalía regional de la figura 6 de la anomalía de Bouguer de Mallorca de la figura 3, se obtiene la anomalía residual (Fig. 7). Se observa una buena



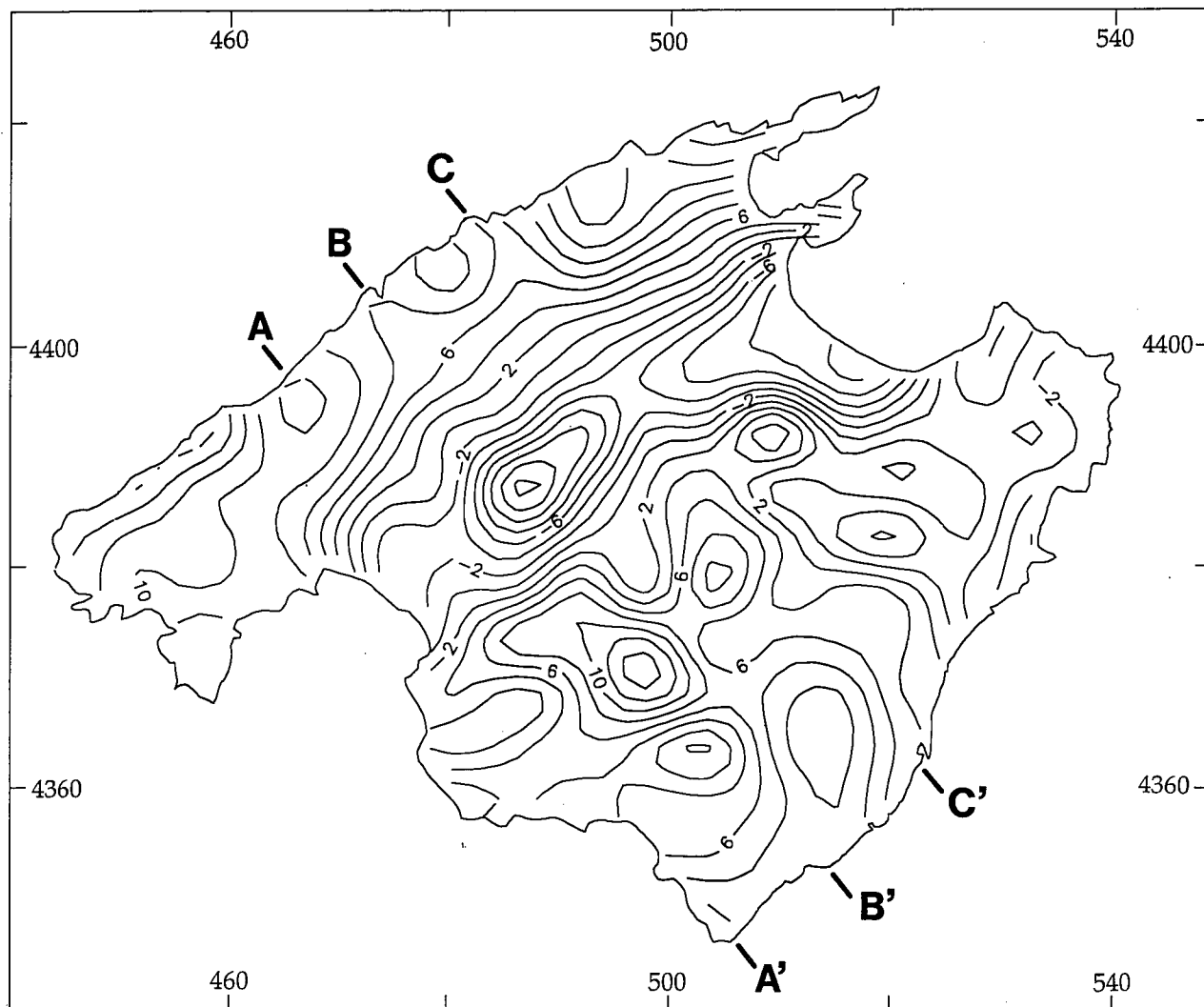


Figura 7.- Anomalía residual. A-A', B-B' y C-C' son los perfiles modelizados. Isolíneas cada 2 mGal. Coordenadas UTM en km.

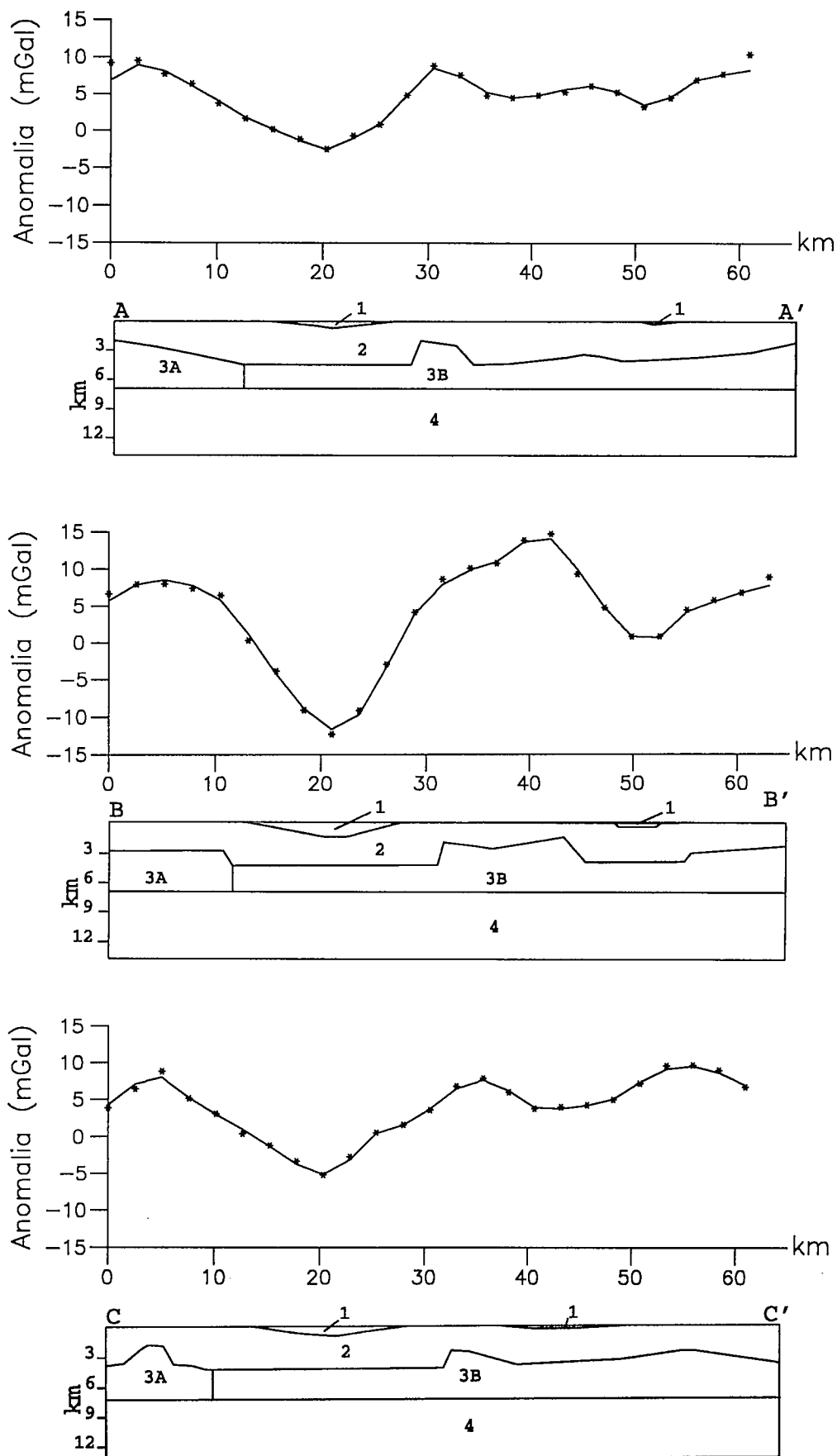
coincidencia con la geología conocida de superficie.

Hacia la zona central del mapa se observa la existencia de unos mínimos que pasan por Palma, Inca y Sa Pobla, con valores que van de 0 a -12 mGal. Estas zonas de anomalías negativas coinciden con las cubetas neógenas más importantes. Las zonas de anomalías positivas coinciden básicamente con los afloramientos mesozoicos y en algún caso con cubetas neógenas de escasa potencia. Se observa un máximo de 12 mGal en el extremo meridional de Randa. En la sierra de Tramuntana las anomalías oscilan entre 4 y 8 mGal. En la sierra de Llevant, hacia el N encontramos valores de alrededor de 0 mGal y hacia el S aumenta la anomalía hasta 8 mGal. El comportamiento gravimétrico no es siempre uniforme para cada tipo de estructura (por ejemplo, la cubeta de Campos presenta un mínimo gravimétrico relativo, dentro de las anomalías positivas, mientras que la cubeta de Inca presenta una anomalía negativa).

Para la modelización de las anomalías residuales hay que considerar la densidad de la cobertera sedimentaria con detalle, teniendo en cuenta la edad y el tipo de terreno. Hasta los primeros 500 m de profundidad -donde se tienen datos de sondeos- las densidades se han evaluado empleando mediciones realizadas sobre muestras (Bene-

dicto, 1991). A partir de 500 m se ha tenido en cuenta que la densidad de las rocas sedimentarias aumenta con la profundidad y con su edad. Con esta hipótesis, se ha realizado una estimación de los contrastes de densidad respecto del Mesozoico que forma el substrato de las cubetas de Inca y Muro. Para el Terciario se han tomado contrastes comprendidos entre  $-0,2 \text{ g/cm}^3$  y  $-0,25 \text{ g/cm}^3$ , según las zonas y dependiendo de la litología (Benedicto, 1991). El zócalo Paleozoico está formado principalmente por lutitas, areniscas y algunos conglomerados (Ramos-Guerrero *et al.*, 1985, 1989). En el Paleozoico se ha considerado un contraste de  $0,2 \text{ g/cm}^3$  bajo la Serra de Tramuntana, y  $0,25 \text{ g/cm}^3$  bajo Es Plà y las Serres de Llevant. Para el modelo 2, que se comentará más adelante, se ha considerado para el Mesozoico, que está constituido fundamentalmente por calizas y margas en diferentes proporciones, un contraste de  $0,02 \text{ g/cm}^3$  en la Serra de Tramuntana, donde las dolomías son muy abundantes; y  $0,01$  hacia el SE y bajo las Serres de Llevant donde la proporción de calizas es del 75% y la de margas es del 25%.

Se han modelizado en 2D tres perfiles en dirección NW-SE (Fig. 7); la modelización se ha realizado teniendo en cuenta la topografía y se han considerado dos modelos posibles.



**Figura 8.-** Modelización correspondiente al modelo I. Puntos: anomalía observada. Línea continua: anomalía calculada. A partir de los contrastes de densidad indicados en el texto y considerando como hipótesis  $2,55 \text{ g/cm}^3$  para el Mesozoico, resultan las siguientes densidades: 1 - Terciario (densidad entre  $2,30$  y  $2,35 \text{ g/cm}^3$ ); 2 - Mesozoico; 3A,3B - Paleozoico (3A:  $2,75 \text{ g/cm}^3$ ; 3B:  $2,80 \text{ g/cm}^3$ ); 4 - Basamento.

### Modelo I

Se ha supuesto que los mínimos -tanto absolutos como relativos-corresponden a las cubetas cenozoicas, y los máximos son debidos a variaciones en el relieve del contacto Paleozoico-Mesozoico (Ramos-Guerrero et. al., 1989). Como se puede ver en la figura 8, los sedimentos cenozoicos de las cubetas presentan espesores que varían entre pocos centenares de metros (400 m en la cubeta de Campos) y más de 1600 m en el centro de la cubeta de Inca. El contacto Paleozoico-Mesozoico no es plano en toda la isla, sino que en algunos lugares presenta escalones de entre 500 m y 2500 m. Estos escalones se encuentran preferentemente en la parte NW de los perfiles, aunque algunos también se sitúan en la parte central y SE.

### Modelo II

En este modelo se introduce un cambio lateral en la densidad del Mesozoico. En el Mesozoico, la densidad más alta corresponde a los terrenos de la Serra de Tramuntana (con contraste de  $0,02 \text{ g/cm}^3$ ), dónde se encuentran paquetes importantes de dolomías. La densidad disminuye bajo la cubeta de Inca, dónde se considera que el Mesozoico está constituido por 40% de margas y 60% de calizas (este Mesozoico es el que hemos utilizado como capa de referencia), y vuelve a aumentar en dirección SE hasta un contraste de  $0,01 \text{ g/cm}^3$  correspondiente a un material compuesto por 25% de margas y 75% de calizas. (Fig. 9).

Para ambos modelos, la diferencia entre los valores de la anomalía observada y la calculada es menor que 1 mGal, excepto en los extremos de los perfiles debido a los efectos de borde. Las profundidades de las cubetas se mantienen prácticamente igual en ambos modelos.

Las variaciones laterales de la densidad en el Mesozoico introducidas en el modelo II se traducen en una disminución de la altura de los escalones del Paleozoico hasta menos de 2000 m, mientras que la geometría de las cubetas permanece invariable respecto al modelo I.

Este último modelo concuerda mejor con el modelo bidimensional de resistividades obtenido a partir de un perfil de magnetotelúrica que coincide con nuestro perfil C-C' (Pous et al., 1991). Esto se refleja tanto en la existencia de variaciones laterales de resistividad que coinciden con variaciones laterales de densidad del Mesozoico y del Paleozoico, como en el relieve del contacto entre el Mesozoico y el Paleozoico.

### Discusión y conclusiones

El conocimiento de la estructura geológica de Mallorca todavía presenta algunas lagunas importantes. La estructura superficial de las sierras de Mallorca es bien conocida, así como el estilo de la estructura en profundidad, en cambio la estructura de las cubetas y de la parte profunda del conjunto de la isla son poco conocidas. Así pues, no se ha podido modificar iterativamente un modelo geológico inicial obtenido por metodologías distintas a las gravimétricas, hasta que encaje con los datos gravimétricos.

En nuestro caso, y para un estudio en 2 D, el soporte geológico ha sido limitado y se ha basado en una eviden-

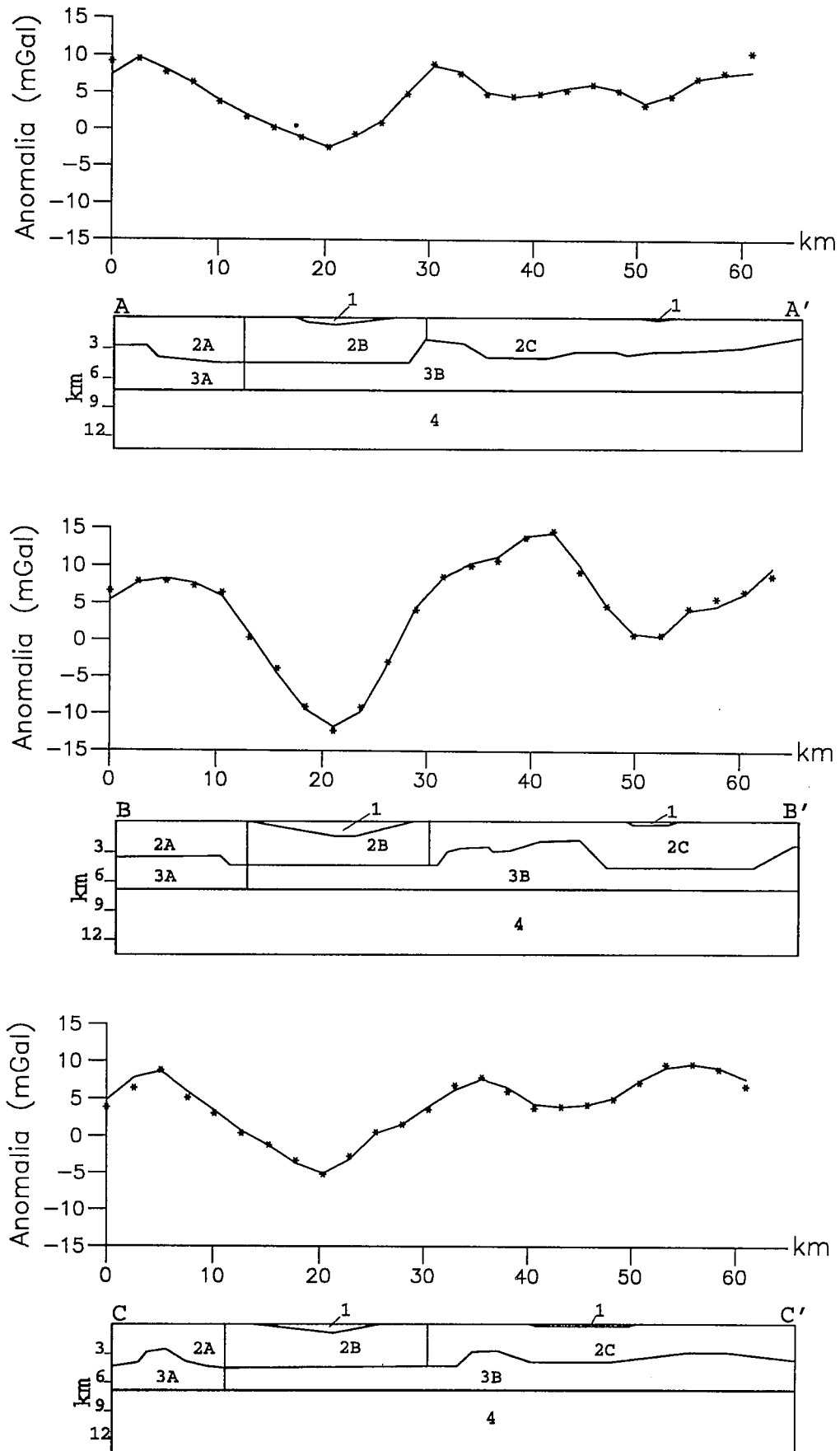
cia y una hipótesis. La evidencia utilizada es que existen pequeñas cuencas rellenas de sedimentos poco densos. La hipótesis es que el límite Paleozoico-Mesozoico presenta un relieve importante, al cual pueden haber contribuido tanto los cabalgamientos como las fallas normales extensionales. La existencia de volúmenes superficiales poco densos ha sido importante de cara a modelizar las anomalías residuales negativas, y el relieve del límite Paleozoico-Mesozoico ha sido imprescindible para modelizar las anomalías residuales positivas.

Los dos modelos propuestos son en realidad bastante parecidos y parten de las mismas hipótesis. El modelo II representa un intento de disminuir el relieve del límite Paleozoico-Mesozoico, basado tanto en observaciones geológicas como en los primeros resultados de sondeos magnetotelúricos en curso de interpretación.

Los resultados cuantitativos de ambos modelos sugieren dos conclusiones de tipo geológico: la primera de ellas se refiere a la edad y génesis de las cubetas, y la segunda incumbe a la posición estratigráfica del cabalgamiento basal del sistema orogénico.

Se ha determinado la existencia de 1.600 m de sedimentos en el centro de la cubeta de Inca, siendo este resultado del mismo orden que el obtenido por Benedicto (1991) y Benedicto et al., (1993). Los cortes geológicos, realizados a partir únicamente de los datos de sondeos mecánicos, sugieren que el espesor de los sedimentos postorogénicos en la cubeta de Inca es de pocos centenares de metros, llegando excepcionalmente a algo más de mil metros (Pomar et al., 1983; Barón y González, 1984; Simó y Ramón, 1986). En consecuencia, sugerimos que los sedimentos inferiores que rellenan la cubeta de Inca (unos 500 m en la parte central) son sinorogénicos (principalmente margas del Mioceno Inferior). Esta misma situación podría darse en las cubetas adyacentes a la de Inca (Palma y Sa Pobla), que tienen orígenes similares. Las densidades de los sedimentos sinorogénicos y postorogénicos son similares y por lo tanto ambos grupos son indistinguibles desde un punto de vista gravimétrico. En la Serra de Tramuntana los sedimentos sinorogénicos tienen espesores reducidos, oscilando entre cero y algunas decenas de metros, y alcanzando excepcionalmente 350 m en la cuenca de Banyalbufar (Rodríguez-Perea, 1984); ello implica que en la cubeta de Inca hay una acumulación de sedimentos sinorogénicos superior a la normal. En consecuencia, sugerimos que esta cubeta y sus adyacentes estaban ya preconfiguradas durante la compresión. En contraste, el mínimo relativo de la residual de Bouguer correspondiente a la cubeta de Campos es poco importante y la modelización atribuye a esta cubeta una profundidad de unos pocos centenares de metros; sugerimos que quizá esta cubeta esté totalmente rellena de sedimentos postorogénicos y que su origen este exclusivamente relacionado con el funcionamiento de fallas extensionales.

La otra conclusión a destacar hace referencia al orden de magnitud de los escalones del límite Paleozoico-Mesozoico. El desnivel de muchos de estos escalones es del orden de 2000 m, incluso en aquellos casos en que la cubeta adyacente tiene tan solo unos centenares de metros de profundidad. Aun en el caso de que consideremos que las fallas extensionales son el único mecanismo de formación de las cubetas, estas fallas no pueden producir un



**Figura 9.-** Modelización correspondiente al modelo II. Puntos: anomalía observada. Línea continua: anomalía calculada. A partir de los contrastes de densidad indicados en el texto y considerando como hipótesis  $2,55 \text{ g/cm}^3$  para el Mesozoico, resultan las siguientes densidades: 1 - Terciario (densidad entre  $2,30$  y  $2,35 \text{ g/cm}^3$ ); 2A,2C -Mesozoico anómalo (2A:  $2,57 \text{ g/cm}^3$ ; 2C:  $2,56 \text{ g/cm}^3$ ); 2B - Mesozoico de referencia; 3A, 3B - Paleozoico (3A:  $2,75 \text{ g/cm}^3$ ; 3B:  $2,80 \text{ g/cm}^3$ ). 4 -Basamento.

desplazamiento de un orden superior en el límite Paleozoico-Mesozoico que en la superficie, es decir, las fallas normales no pueden explicar que los peldaños del Paleozoico sean superiores a la profundidad de las cubetas. En consecuencia sugerimos que los cabalgamientos involucran el zócalo Paleozoico y son los causantes de gran parte del relieve del límite Paleozoico-Mesozoico.

Tenemos que agradecer al ITGE y en particular a Manuel Olmo el habernos facilitado los datos gravimétricos de la campaña de campo 1968-69. Este trabajo forma parte del proyecto CICYT GEO89-0426.

### Bibliografía

- Alvaro M. (1987): La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *Bol. Geol. y Min.*, 98: 34-41.
- Anglada E., Sàbat F. y Santanach P. (1986): Les charriages de la zone centrale de Majorque (Baléares, Espagne): la structure de la région de Randa. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.303, ser.II (7): 585-590.
- Azema J., Bourrouilh R., Champetier Y., Fourcade E. y Rangheard Y. (1974): Rapports stratigraphiques paléogéographiques et structuraux entre les chaînes bétiques et les Baléares. *Bull. Soc. Geol. France*, 7(16): 140-160.
- Banda E., Ansoerge J., Boloix M. y Córdoba D. (1980): Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, 49: 219-230.
- Barón A. y González C. (1984): Distribución espacial del Mio-plioceno en la isla de Mallorca. *I Congr. Esp. Geol.* tomo 1: 137-148.
- Benedicto A. (1991): *Estudio de la estructura y del relleno de la Cubeta miocénica de Inca (Mallorca)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona. 170 pp. (Inédito).
- Benedicto A., Ramos-Guerrero E., Casas A., Sàbat, F. y Barón A. (1993): Estructura y relleno de la cubeta neógena de Inca (Mallorca). *Rev.Soc.Geol. España*, 6 (1/2): 167-176.
- Dañobeitia J.J., Arguedas M., Gallart E. y Makris J. (1992): Deep crustal configuration of the Valencia trough and its Iberian and Balearic borders from extensive refraction and wide-angle reflection seismic profiling. *Tectonophysics*, 203(1/4): 37-55.
- Darder B. (1925): La tectonique de la région orientale de l'île de Majorque. *Bull.Soc.Geol. France*, 25: 245-278.
- Fallot P. (1922): *Etude geologique de la Sierra de Majorque*. These, Libr. Polytechnique, Ch. Beranger ed., Paris et Liege, 420 pp.
- Fontboté J. M., Guimerá J., Roca E., Sàbat F., Santanach P. y Fernán-  
dez-Ortigosa F. (1990): The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (3-4): 249-259.
- ITGE (1981): *Investigación gravimétrica en Mallorca*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, Madrid. 11 págs., un mapa de anomalías de Bouguer a escala 1/100.000.
- Gelabert B., Sàbat F. y Rodríguez-Perea A. (1992): Estructura geológica de la península de Formentor (Mallorca). *Boll.Soc.Hist.Nat. Balears* 34: 85-94.
- Mauffret, (1976): *Étude géodynamique de la marge des îles Baléares*. Thèse doctoral d'état. Université Pierre et Marie Curie, Paris. 137 p.
- Morelli C.(1990): The regional meaning of the Bouguer gravity anomalies in the Mediterranean. *Journal of Geodynamics*, 12: 123-136.
- Pomar L., Marzo M. y Barón A. (1983): El Terciario de Mallorca. En: *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. (L.Pomar, A.Obrador, J.J.Forn's, y A.Rodríguez-Perea, Eds.), *Institut d'Estudis Baléarics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca*, pp.21-45.
- Pous J., Queral P. y Marcuello A. (1991): *Magnetotelluric results from the island of Mallorca*. 54<sup>th</sup> meeting of the European Association of Exploration Geophysicists. París.
- Ramos-Guerrero E. y Rodríguez-Perea A. (1985): Decouverte d'un affleurement de terrains paléozoïques dans l'île de Majorque. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 301, Série II, n°16.
- Ramos-Guerrero E., Rodríguez-Perea A., Sàbat F. y Serra-Kiel J. (1989): Cenozoic tectosedimentary evolution of Mallorca island. *Geodinamica Acta* 3(1): 53-72.
- Rodríguez-Perea A. (1984): *El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca. Estratigrafia, sedimentologia e implicaciones estructurales*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona y Palma de Mallorca, 532 pp. (inédito).
- Sàbat F., Muñoz J.A. y Santanach P. (1988): Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island). *Geol. Rundschau*, 77/1: 529-538.
- Simó A. y Ramón X. (1986): Análisis Sedimentológico y descripción de las Secuencias Deposicionales del Neogeno postorogénico de Mallorca. *Bol. Geol. y Min.* 157: 445-472.
- Torné M. (1988): *Cartografia i interpretació gravimètrica de Catalunya*. Tesi doctoral, Univ. de Barcelona.175 p.
- Woollard G.P. (1975): Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters. *Bureau Gravimetrique Int., Bull. Inform.* 36, Sect. I:106-110

Manuscrito recibido el 23 de Febrero de 1994  
Aceptado el manuscrito revisado el 16 de Mayo de 1994.