

MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA EN 3D DE UN SECTOR DE LA DEPRESIÓN CENTRAL CATALANA Y SIERRAS MARGINALES

M.Torné (*)

(*) Servei Geològic de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Generalitat de Catalunya. Diputació, 92. 08015 -BARCELONA.

RESUMEN

En este trabajo se presenta la modelización de algunas anomalías gravimétricas superficiales situadas en el sector occidental de la Depresión Central Catalana deducidas a partir del mapa gravimétrico de Cataluña. La componente residual del campo, utilizada en esta modelización, se ha determinado sustrayendo del campo total o anomalía de Bouguer la influencia de un modelo geológico regional tridimensional. Los resultados en 3D muestran la presencia de dos bloques basculados en el sector occidental del área estudiada conformando posibles cuencas permotriásicas, mientras que los mínimos gravimétricos localizados en el sector oriental se suponen debidos a la influencia de rocas evaporíticas.

Palabras clave: Anomalías gravimétricas, Depresión Central Catalana, cuencas permotriásicas.

ABSTRACT

Data from the Gravimetric Map of Catalonia are used for the interpretation of gravimetric superficial anomalies located in the Catalan sector of the Ebro Basin. In this study a quantitative modeling of some of these anomalies has been performed using a residual anomaly obtained from subtraction of the effect produced by a three dimensional crustal model. The results of the 3D modeling show the presence of two main tilted blocks which involve the top of the basement in the western sector of the studied area. These tilted blocks may represent Permian-Triassic basins trending NNW-SSE, while the gravity minima that appear in the eastern part are interpreted to be due to salt diapirs and evaporitic rocks that outcrop in some parts of the area.

Key words: Gravimetric anomalies, Ebro Basin, permotriassic basins.

Torné, M. (1989): Modelización gravimétrica en 3D de un sector de la depresión central catalana y sierras marginales. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 133-142

Torné, M. (1989): 3D gravimetric modeling in the Catalan sector of the Ebro Basin. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 133-142

1. INTRODUCCIÓN

Del estudio del "Mapa Gravimétrico de Catalunya" (Casas *et al.*, 1986) se deduce la presencia de un conjunto de anomalías gravimétricas, relativamente extensas y superficiales, localizadas en el sector catalán de la Depresión del Ebro.

En función de los datos aportados por los sondeos disponibles en esta zona y de las evidencias geológicas superficiales, las anomalías situadas en la parte oriental de la zona de estudio pueden ser fácilmente correlacionadas con conocidos fenómenos de diapirismo y rocas evaporíticas que afloran en dicha zona. Sin embargo, en el sector occidental no hay evidencias super-

ficiales que permitan explicar las anomalías gravimétricas detectadas.

En los capítulos siguientes se hace una breve descripción geológica de la zona y se desarrolla un modelo tridimensional donde la componente residual del campo gravimétrico se deduce a partir de un modelo geológico regional.

2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio ocupa una superficie de 100x75 km que se extiende, aproximadamente, desde Tremp en

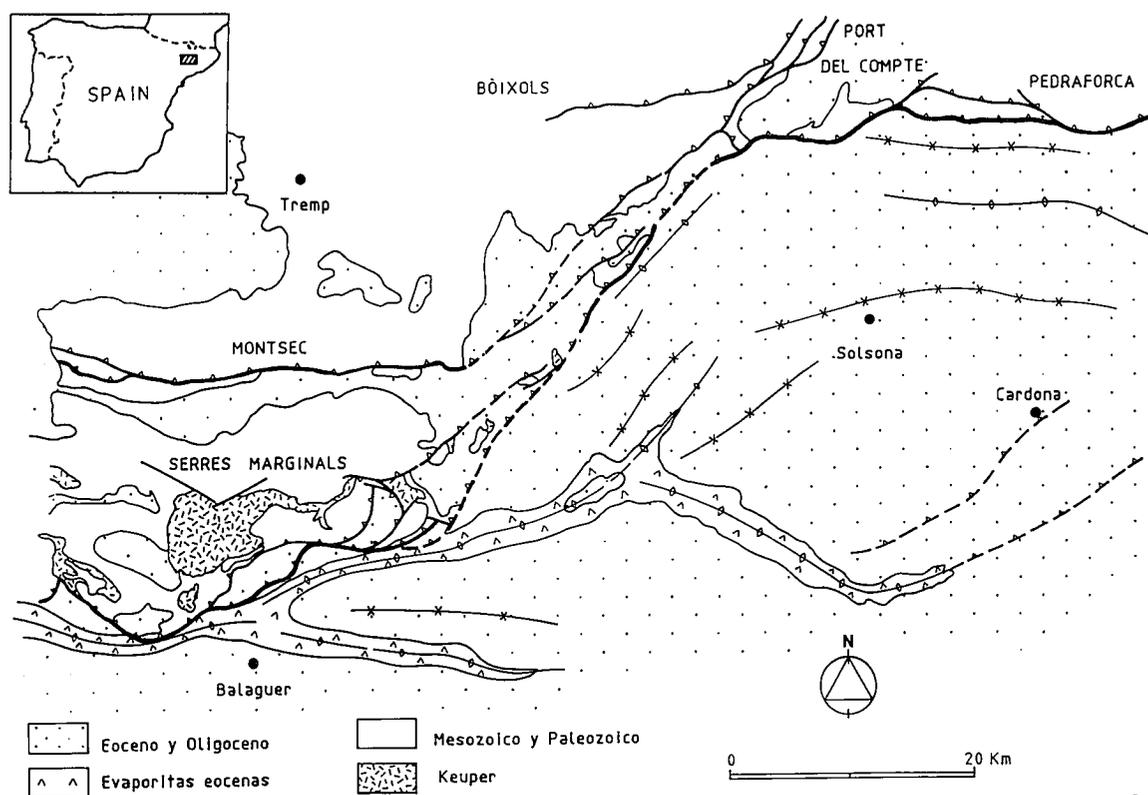


Fig. 1.-Esquema geológico de la zona de estudio.
Fig. 1.-Geological sketch map of the study area.

el extremo noroeste, a la localidad de Igualada en el extremo sureste. Geológicamente comprende parte de dos unidades bien caracterizadas: La Cuenca del Ebro en su parte correspondiente al extremo occidental de la Depresión Central Catalana y la Unidad Central Surpirenaica. El límite entre ambas unidades es el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico (Fig.1).

En el sector estudiado, los materiales de la Cuenca del Ebro presentan estructuras de plegamiento que son la continuación hacia el Este del anticlinal de Barbastro-Balaguer, que se considera la estructura más meridional del Pirineo Central. Esta estructura, que se interpreta como la línea de contorno (*tip-line*) frontal del Pirineo Central (Muñoz *et al.*, 1983, Martínez y Pocovi, 1988), se extiende desde Peraltilla (Huesca) hasta Ponts (Lérida) bordeando la zona de cabalgamientos surpirenaicos más meridionales. En el núcleo del anticlinal afloran sedimentos evaporíticos con escasas intercalaciones de arcillas y calizas arcillosas del Eoceno superior y Oligoceno basal (Martínez y Pocovi, 1988).

La Unidad Central Surpirenaica, que ocupa el extremo NO, está formada, por una serie de láminas cabalgantes representadas, en esta zona, por las Sierras Marginales y el Montsec, formadas por materiales mesozoicos y terciarios (Puigdefábregas *et al.*, 1988). Las

Sierras Marginales están constituidas por un conjunto de pequeñas unidades cabalgantes imbricadas con vergencia dominante hacia el Sur, caracterizadas por presentar una serie mesozoica reducida y depósitos del Eoceno inferior. Los materiales detríticos del Eoceno superior-Oligoceno se disponen en discordancias progresivas relacionadas con los cabalgamientos y retrocabalgamientos. Localmente, y a favor de estas estructuras, se han acumulado diapíricamente materiales evaporíticos y calizas triásicas (diapiro de les Avellanes). La unidad del Montsec está formada por una serie mesozoica, más potente y completa que la de las Sierras Marginales, con Jurásico y Cretácico, y materiales sinorogénicos del Eoceno.

En conjunto, estas unidades cabalgantes, se han emplazado según una secuencia de propagación de bloque inferior, a pesar que en las Sierras Marginales existen cabalgamientos fuera de secuencia y retrocabalgamientos (Losantos *et al.*, 1988). Esta complicación tectónica favorece la acumulación diapírica de materiales evaporíticos del Triásico en algunos lugares (Avellanes, Rubió, etc).

En el sector estudiado, la superposición de la Unidad Central Surpirenaica sobre el antepais del Ebro es del orden de 25 km. Este antepais está constituido por

un zócalo formado por materiales paleozoicos y triásicos, sobre el que se depositan los sedimentos de la Cuenca del Ebro. Los sedimentos más antiguos que rellenan esta cuenca son los correspondientes a las series de facies garumnienses y de edad Cretácico superior-Paleoceno. Sobre estos sedimentos se encuentran formaciones marinas del Eoceno, constituidas, básicamente, por una caliza basal (Formación de Orpi) seguida de una formación margosa en la parte central (margas de Igualada y de Oliana). Esta margas corresponden a facies distales de una serie de conos deltaicos coalescentes que rodean los bordes Norte y Este de la cuenca. Las areniscas y conglomerados correspondientes a estos conos deltaicos constituyen las formaciones de Montserrat, St. Llorenç de Munt, Milany y otras formaciones conglomeráticas que están incorporadas a las láminas cabalgantes pirenaicas. El borde Sur de esta cuenca marina es, generalmente, transgresivo y está constituido por carbonatos.

Como consecuencia del emplazamiento de la Unidad Central Surpirenaica, la cuenca queda restringida depositándose evaporitas (formaciones salinas de Cardona). A partir de este momento, la cuenca queda aislada del mar instalándose un régimen lacustre en el centro, con presencia de importantes niveles evaporíticos (yesos de Barbastro), rodeados por formaciones detríticas correspondientes a conos aluviales coalescentes en los bordes de la cuenca.

El espesor de los sedimentos en la Cuenca del Ebro aumenta hacia el Norte alcanzando las máximas potencias debajo de las láminas cabalgantes Surpirenaicas, correspondiendo la geometría de relleno a un sucesivo desplazamiento de los depocentros hacia el Sur de manera que, en la zona meridional, las formaciones más recientes se pueden poner en contacto directo sobre el zócalo.

En el borde Norte, los materiales paleógenos son, fundamentalmente, conglomerados gruesos que se hacen más finos hacia la parte central, la cual está caracterizada por la presencia de un nivel evaporítico potente del Eoceno superior-Oligoceno (yesos de Barbastro) y otras formaciones lacustres (complejo de Sanauja, carbones de Calaf) (Sáez, 1987).

3. DATOS GRAVIMÉTRICOS (CÁLCULO DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER)

Para la obtención de la anomalía de Bouguer se han utilizado 775 puntos extraídos del "Mapa Gravimétrico de Catalunya" (Casas *et al.*, 1986), repartidos sobre un área de 9375 km², lo cual representa una densidad de 1 estación cada 12 km².

Todas las mediciones, realizadas con un gravímetro Lacoste y Romberg, están apoyadas en la "Xarxa de bases gravimétriques de Catalunya" (Torné, 1988), a su vez referida al sistema de bases IGSN-71 (Internacional Gravity Standardization Network), utilizando como elipsoide de referencia el GRS-67 (Geodetic Reference System). La influencia del relieve se ha reducido hasta una distancia de 167 km de las estaciones, utilizando una densidad media para todas las reducciones de 2.45 g cm⁻³.

El mapa de anomalías de Bouguer (Fig. 2) se ha calculado generando una malla regular a partir de la distribución original de puntos, ajustando por mínimos cuadrados una superficie parabólica local (La Porte, 1962), sobre los puntos de medida situados en el interior de un radio de 15 km, y utilizando un intervalo de malla de 2 km.

Del análisis visual de la evolución de la anomalía de Bouguer se observa un gradiente regional N-S con una disposición E-W de las isonómalas en la parte N de la zona, tendencia localmente perturbada en los alrededores de Oliana, mientras que para el resto del área, se aprecia la presencia de un conjunto de anomalías orientadas, aproximadamente, en dirección NNO-SSE y localizadas en el eje Artesa-Tàrrrega, Balaguer, Lérida y Pinós.

Del análisis visual de la evolución de la anomalía de Bouguer se observa un gradiente regional N-S con una disposición E-W de las isonómalas en la parte N de la zona, tendencia localmente perturbada en los alrededores de Oliana, mientras que para el resto del área, se aprecia la presencia de un conjunto de anomalías orientadas, aproximadamente, en dirección NNO-SSE y localizadas en el eje Artesa-Tàrrrega, Balaguer, Lérida y Pinós.

4. SEPARACIÓN REGIONAL-RESIDUAL

Uno de los principales problemas en el proceso de interpretación de los datos gravimétricos es encontrar un método que permita aislar la denominada componente residual del campo total observado la cual refleja, por definición, la influencia de las estructuras más superficiales.

Como es conocido, este proceso de separación se puede realizar mediante técnicas analíticas o bien, utilizando métodos gráficos. Sin embargo, las diferencias sustanciales que se obtienen reflejan la ambigüedad y subjetividad propia de estos procesos de separación (Gupta y Ramani, 1980).

En general, estos métodos son útiles para el estudio cualitativo de las anomalías resultantes, mientras que para la interpretación cuantitativa es necesario disponer de restricciones geológicas que permitan fijar o determinar la componente regional del campo gravimétrico sin la ambigüedad que conlleva, en estos casos, la utilización de los procedimientos matemáticos.

La solución utilizada en este trabajo ha sido determinar la componente residual del campo, que denominaremos residual geológica, sustrayendo del campo total o anomalía de Bouguer la influencia de un modelo geológico regional calculado en 3D (componente regional del campo).

5. MODELO GEOLÓGICO REGIONAL

Para la definición del modelo regional se han utilizado los datos del perfil de sísmica de reflexión (ECORS Pyrenees Team; 1988), así como los datos de

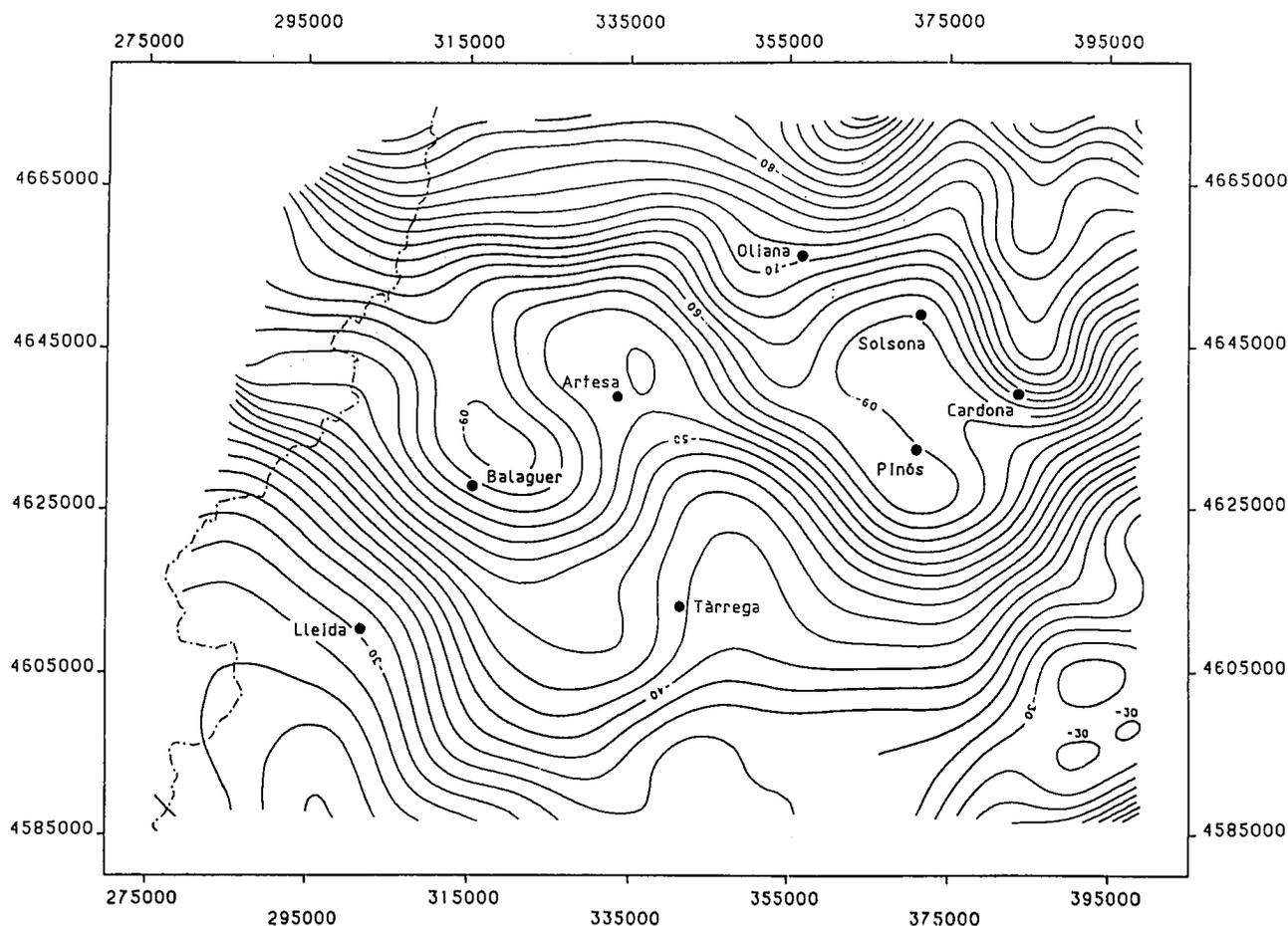


Fig. 2.-Mapa de anomalías de Bouguer. Densidad de reducción 2.45 g cm^{-3} . Intervalo entre isonómalas 2 mGal.
 Fig. 2.-Bouguer anomaly map computed with 2.45 g cm^{-3} density reduction. Contour interval 2 mGal.

sísmica de refracción disponibles (Gallart *et al.*, 1981). En base a estos datos se ha considerado un modelo cortical de 35 km de espesor en la Cuenca del Ebro, estructurado en 3 capas, con densidades de 2.75 g cm^{-3} para la corteza superior, 2.80 g cm^{-3} para la capa intermedia, 2.93 para la corteza inferior y 3.28 g cm^{-3} para el manto superior (Fig. 3). El espesor de las distintas capas se ha determinado en base a los resultados del perfil ECORS. La introducción en el modelo de una capa intermedia, esta basada en la presencia de una zona moderadamente reflexiva entre 5-10 TWT (doble tiempo de recorrido en segundos) y considerando que en la Zona Axial de los Pirineos, se localiza, aproximadamente a la misma profundidad, una discontinuidad en la velocidad de las ondas P alcanzando un valor de 6.4 kms^{-1} (Gallart *et al.*, 1981).

Por otro lado, la influencia de la cobertera sedimentaria a nivel regional, se ha determinado utilizando una densidad media de 2.45 g cm^{-3} para los materiales autóctonos terciarios de la Depresión del Ebro, y una densidad media de 2.65 g cm^{-3} para los materiales alóctonos de esta unidad. Asimismo, se ha considerado que, a nivel regional, el basamento evoluciona de forma casi lineal buzando ligeramente hacia el Norte, con una profundidad de 1700 m en la parte más

meridional y de 4000 m en la parte septentrional.

Por otra parte, la densidad de la corteza y el manto superior se ha determinado a partir de la relación empírica densidad/velocidad de las ondas P (Woollard, 1975) y considerando determinaciones realizadas sobre muestras de lertzolitas y sobre muestras de granulitas, la composición de las cuales puede considerarse próxima a la del manto superior y corteza inferior, respectivamente.

En este sentido, y considerando una velocidad de las ondas P de $8.0\text{-}8.1 \text{ kms}^{-1}$ para el manto superior y de $6.4\text{-}6.7 \text{ kms}^{-1}$ para la corteza inferior, y teniendo en cuenta las determinaciones mencionadas anteriormente, cuyos resultados oscilan entre $3.25\text{-}3.30 \text{ g cm}^{-3}$ para las lertzolitas y $2.90\text{-}2.98 \text{ g cm}^{-3}$ para las granulitas, se infiere una densidad media de 3.28 g cm^{-3} para el manto superior y de 2.93 g cm^{-3} para la corteza inferior.

De este modo, la anomalía residual geológica resultante (Fig. 4) queda caracterizada por la presencia de dos ejes positivos en dirección NNO-SSE, situados en la línea Artesa-Tàrrrega (4 mGal) y al Este de Lérida (8 mGal), entre los cuales se localiza un eje negativo caracterizado por la presencia de dos mínimos con valores de -10 mGal y -12 mGal respectivamente. Asimismo,

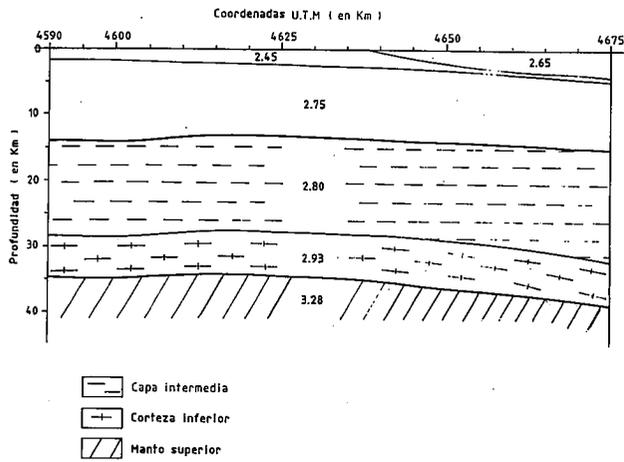


Fig. 3.-Modelo geológico regional.
Fig. 3.-Regional geologic model.

mo, se observa la influencia de los materiales evaporíticos con la presencia de dos mínimos centrados sobre Pinós y Cardona.

6. MODELIZACIÓN E INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA.

La modelización de la residual resultante se ha rea-

lizado en 3D, calculando el efecto de los cuerpos anómalos sobre una malla con un intervalo de 2 km. En este sentido, el valor de la anomalía residual de cada nudo de la malla es el resultado de la diferencia entre la anomalía de Bouguer y la anomalía regional calculada con el mismo sistema.

Con el fin de cuantificar la influencia de los cuerpos anómalos sobre la superficie topográfica, la altitud adjudicada a cada nudo es el resultado de la interpolación de este parámetro utilizando el mismo método que para la anomalía de Bouguer.

Los cuerpos utilizados en esta modelización tridimensional no tienen que ser, necesariamente, prismas regulares, pudiendo presentar una sección vertical variable. No obstante, la sección horizontal tiene que ser poligonal y se ajusta dividiéndola en un número determinado de capas verticales.

Para la modelización gravimétrica se han utilizado, como punto de partida, los datos de los sondeos de Comiols (571), Oliana (005), Basella (096), Sanauja (110), Guissona (112), Senant (116) y Lérida (117) (IGME, 1987), la distribución geográfica de los cuales se muestra en la figura 5.

En función de los datos aportados por estos sondeos se reconoce, en la mitad meridional, la presencia,

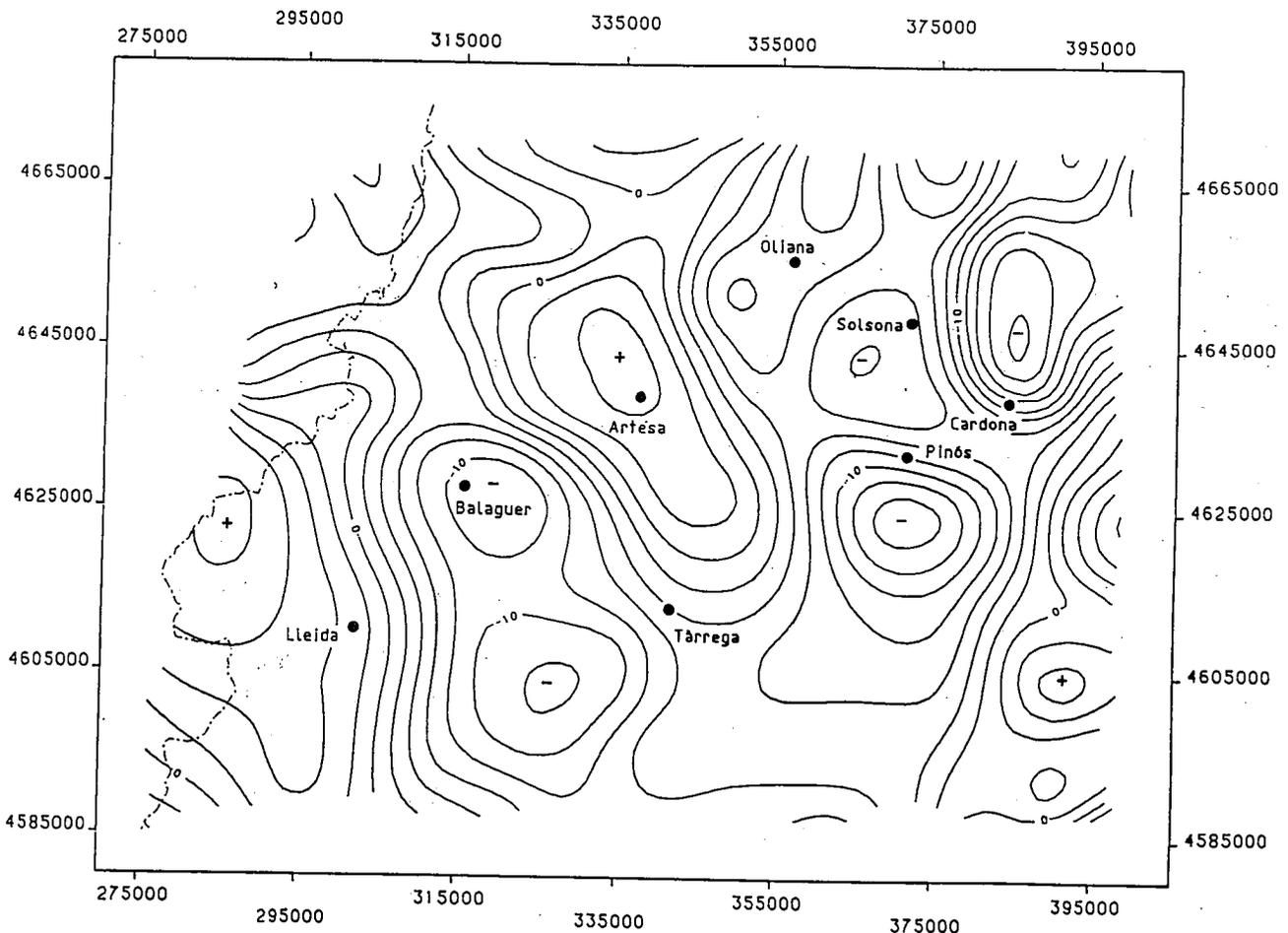


Fig. 4.-Mapa de anomalías residuales deducido de la componente regional geológica.
Fig. 4.-Residual anomaly map obtained from subtraction of the effect of the regional geologic model.

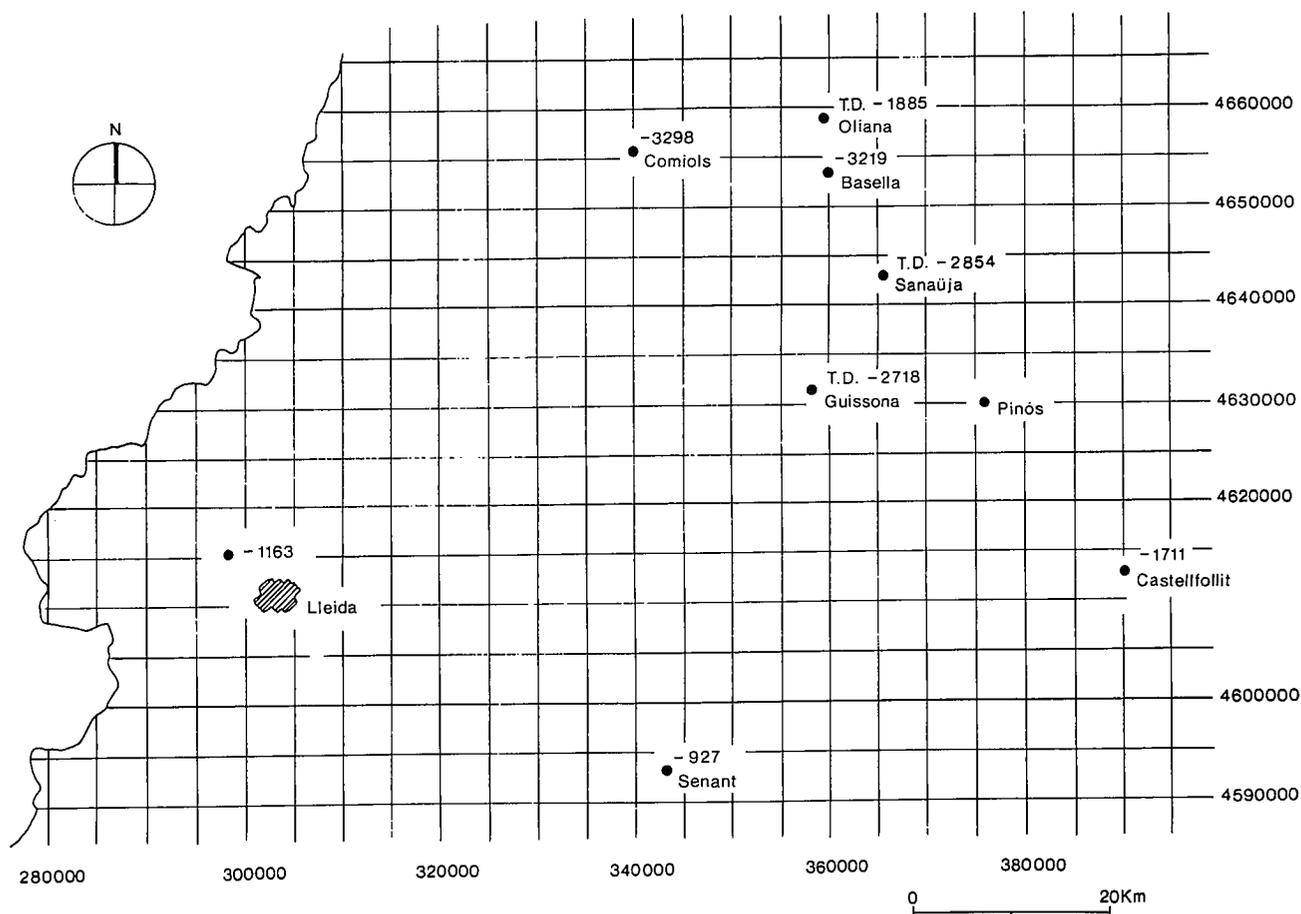


Fig. 5.-Localización geográfica de los sondeos existentes en el área de estudio.
Fig. 5.-Geographic location of the wells existing in the studied area.

en profundidad, de un paquete sedimentario caracterizado por la alternancia de sal, arcilla y anhidrita. La potencia, profundidad y proporción de estos materiales es muy variable estando más desarrollados hacia la parte central de la cuenca, observándose un buzamiento progresivo hacia el Norte de todo el conjunto.

Desde el punto de vista estructural, la anomalía de Pinós queda emplazada en el entroncamiento entre el extremo meridional del anticlinal de Barbastro-Balaguer y el anticlinal de Cardona donde afloran, básicamente, yesos y algunas sales. El mínimo de Oliana podría estar asociado a una duplicación tectónica de la serie margosa del Eoceno Superior, relacionado con una línea de contorno de un cabalgamiento ciego, a una zona triangular o bien a un duplex situado bajo la traza actual del anticlinal de Oliana (Verges, comunicación personal). El máximo de Artesa queda situado en la unidad de Sant Mamet (Sierras Marginales) constituida por materiales alóctonos mesozoicos cabalgando sobre unidades más meridionales de las Sierras Marginales (Martínez y Pocovi, 1988). No existe ninguna evidencia estructural en superficie que permita explicar el eje positivo de Lérida y el negativo de Balaguer. Por esta razón, parece lógico pensar en un dispositivo

estructural que afecte al techo del basamento y que permita explicar ambas anomalías.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, la zona de estudio puede ser dividida en dos sectores: Un sector occidental, donde las anomalías gravimétricas estarían producidas por variaciones morfológicas del techo del basamento, y un sector oriental donde los cuerpos anómalos se sitúan en la cobertera sedimentaria. La línea divisoria entre ambos sectores se localiza entre la anomalía negativa de Balaguer y la positiva de Artesa.

Así pues, se han ensayado diversas configuraciones de cuerpos anómalos capaces de generar las anomalías gravimétricas observadas. La figura 6 representa una vista en planta de dichos cuerpos anómalos. Los cuerpos interiores delimitados por líneas discontinuas están por debajo de los delimitados con línea continua. Asimismo, la figura 7 representa los perfiles transversales indicados en la figura anterior.

6.1. Sector occidental.

Los ejes positivo y negativo de Lérida y Balaguer,

respectivamente, se han interpretado suponiendo una estructura en bloques basculados del basamento (Fig.8).

En el primer caso, se trata de un bloque levantado de dirección NNO-SSE, con un salto respecto al basamento de referencia de 500 m al Sur y 700 m al Norte, considerando una densidad de 2.75 g cm^{-3} , densidad asignada al basamento en el modelo regional. El principal problema en la modelización de este cuerpo es la falta de datos que permitan determinar la terminación de esta estructura hacia el NO. En nuestro caso, y para evitar problemas de borde, el cuerpo se ha prolongado 5 km siguiendo la tendencia apuntada anteriormente.

El eje negativo de Balaguer se ha modelizado considerando un bloque hundido que discurre paralelamente al anterior. No obstante, la presencia de dos mínimos relativos a lo largo del eje de la anomalía implica una forma irregular del techo de este bloque delimitando dos posibles cuencas permotriásicas con una dirección NNO-SSE, con una profundidad del basamento de 2000 m al Sur y de 3500 m al Norte, alcanzando valores de 2800 y 3700 m en las zonas más profundas.

En este caso, y al no disponer de determinaciones de densidad, se ha adoptado una densidad media de 2.50 g cm^{-3} , en concordancia con la densidad utilizada en las cuencas Permo-Triásicas de la Cuenca de Aquitania (Torné *et al.*, 1988). Sin embargo, el modelo

se ha calculado también con una densidad de 2.45 g cm^{-3} , produciéndose una variación en la profundidad media de estas cuencas de, aproximadamente, 300 m.

6.2. Sector oriental.

Las anomalías gravimétricas del sector oriental, como se ha mencionado anteriormente, se interpretan en términos de cuerpos anómalos situados en la cobertura sedimentaria. En este sentido, el máximo localizado en los alrededores de la sierra de Sant Mamet se supone producido por la presencia de ofitas en los materiales del Keuper, lo cual implicaría un aumento de la densidad de todo el conjunto. De este modo, el ajuste de esta anomalía implica la existencia de un cuerpo con un espesor máximo de 1200 m y una densidad de 2.75 g cm^{-3} , con el límite Sur subvertical coincidiendo con el frente del Cabalgamiento Surpirenaico y acuñándose progresivamente hacia el Norte. Esta hipótesis queda, además, reforzada por la presencia de anomalías magnéticas del orden de 20 nT medidas en un estudio aeromagnético realizado por Zeyen *et al.*, 1988.

El ajuste de los mínimos de Pinós y Cardona se ha realizado suponiendo la existencia de cuerpos anómalos con materiales menos densos y cuyas densida-

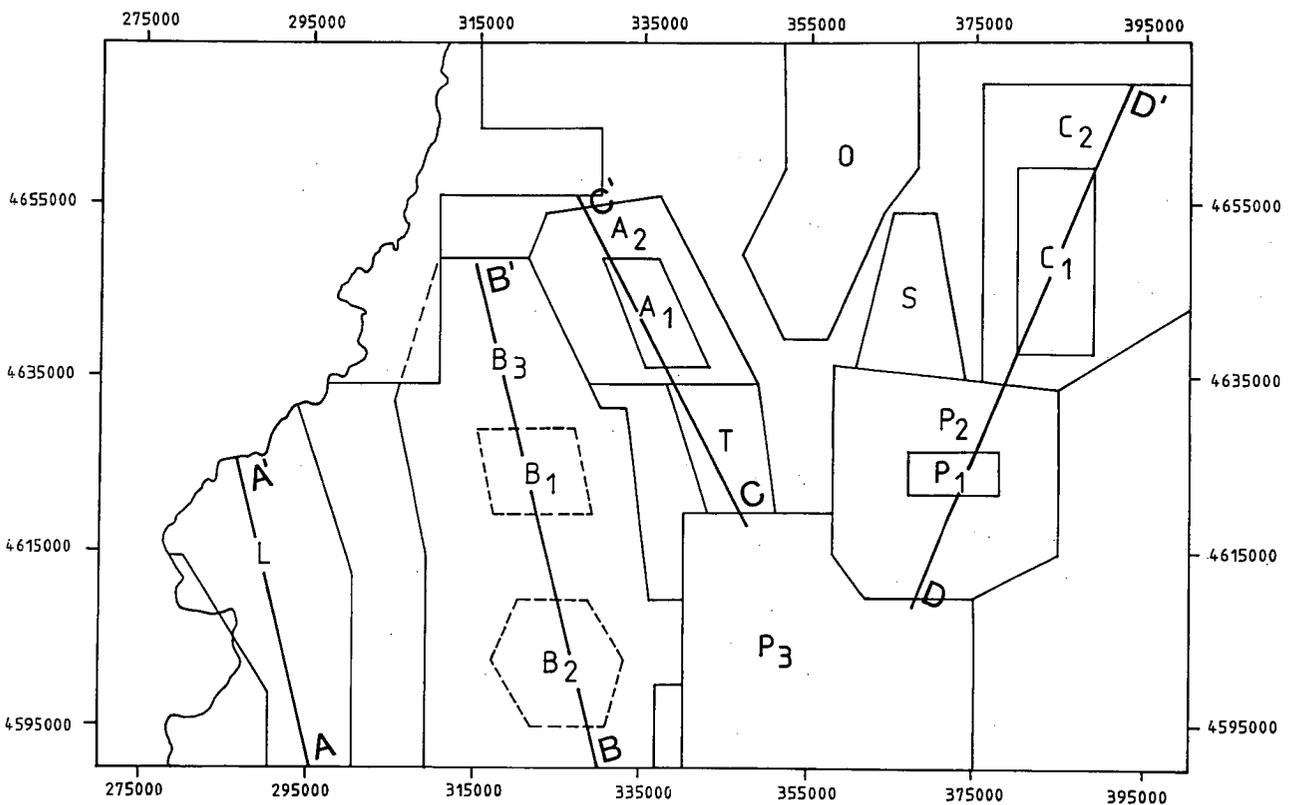


Fig. 6.-Esquema, en planta, de los cuerpos utilizados en el modelo tridimensional. Los perfiles A-A', B-B', C-C' y D-D' indican la situación de las secciones de los diferentes cuerpos anómalos que se presentan en la Fig. 7.

Fig. 6.-Plane view of the bodies of the 3D model. The profiles A-A', B-B', C-C' and D-D' correspond to the vertical sections of the anomalous bodies presented in Fig. 7.

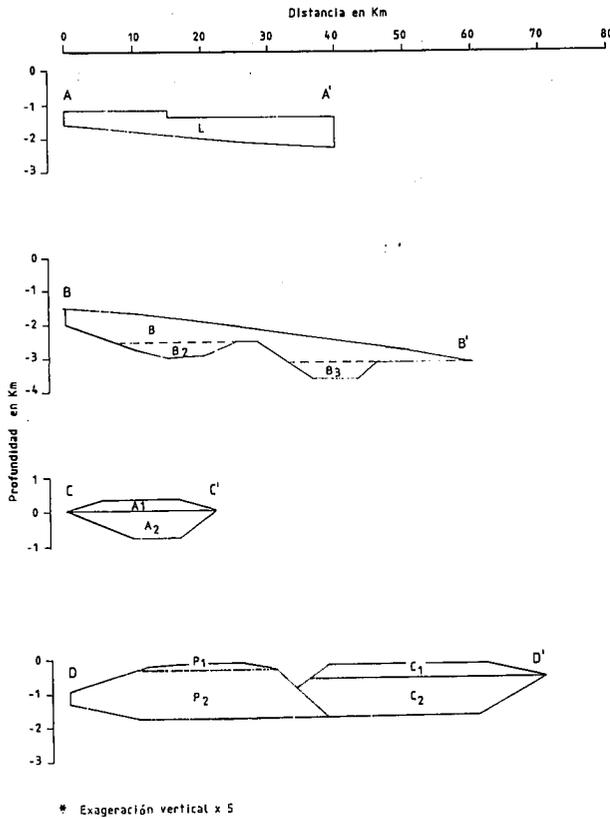


Fig. 7.-Secciones transversales de los principales cuerpos anómalos según los perfiles indicados en la figura 6.
 Fig. 7.-Vertical sections of the main anomalous bodies along the profiles indicated in Fig. 6.

des oscilan entre 2.15 y 2.40 g cm⁻³. En este sentido, el mínimo de Cardona se ha modelizado considerando un nivel superior de 400 m de espesor y una densidad de 2.15 g cm⁻³, lo cual implicaría la presencia masiva de sales, mientras que el nivel inferior, quedaría caracterizado por un espesor medio de 1100 m y una densidad de 2.40 g cm⁻³. La interpretación del mínimo de

Pinós es, esencialmente, similar a la anterior. La forma en planta de este cuerpo es casi circular con un radio medio de 8 km y un espesor máximo de 1600 m. Como en el caso anterior, se pueden distinguir dos niveles; un nivel inferior más denso que podría enlazar, en profundidad, con el nivel inferior del cuerpo de Cardona, mientras que la acumulación de sales quedaría restringida a los niveles más superficiales.

Debido a la baja intensidad y reducido tamaño de las restantes anomalías que aparecen en esta zona, estas no se han modelizado de forma exhaustiva. No obstante, los mínimos de Oliana y Sanauja (cuerpos O y S Fig. 6) pueden ser interpretados mediante cuerpos superficiales con una densidad aproximada de 2.40 g cm⁻³, que podrían corresponder a la acumulación de las margas del Eoceno superior en el primer caso, y a anhidritas intercaladas con arcillas y sales en el segundo caso, tal como se desprende de los sondeos practicados en ambas localidades.

La figura 9 representa el mapa de anomalías residuales deducido del modelo tridimensional propuesto. Dicho mapa es, pues, el resultado teórico obtenido para la configuración de cuerpos anómalos ensayada el cual, en el caso óptimo, debería coincidir con el mapa de anomalías de Bouguer medido.

7. CONCLUSIONES

De lo anteriormente expuesto se pueden extraer, entre otras, las siguientes conclusiones:

- a) La zona anómala estudiada puede dividirse en dos sectores: Un sector occidental, donde las anomalías gravimétricas se suponen producidas por variaciones morfológicas del basamento, y un sector oriental donde los cuerpos anómalos quedarían emplazados en

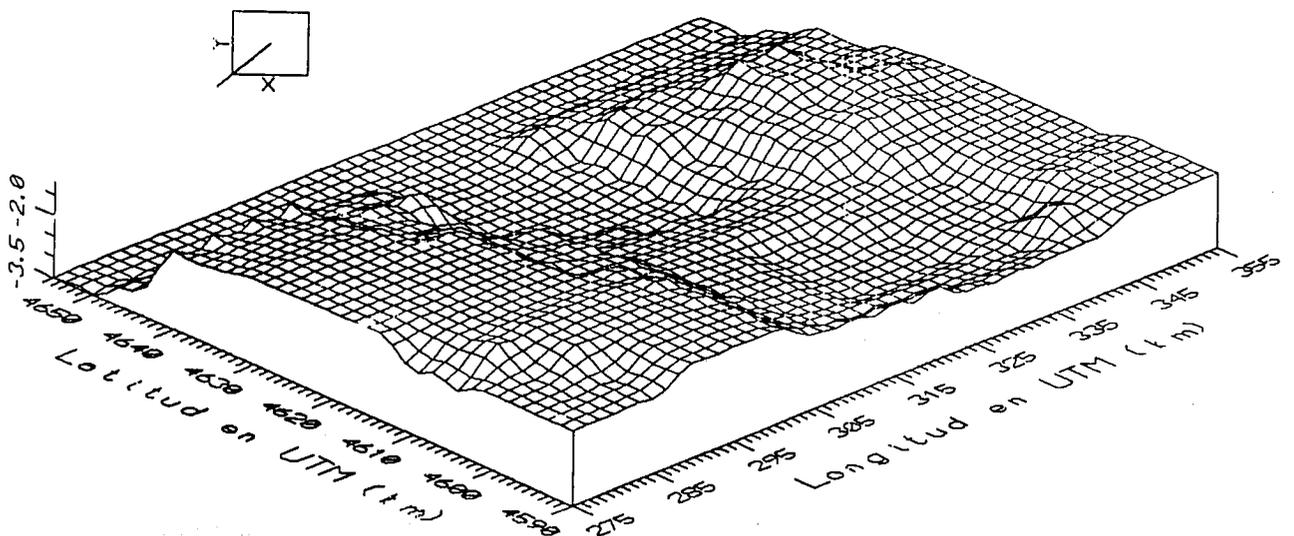


Fig. 8.-Morfología del techo del basamento del sector occidental del área de estudio vista desde el suroeste.
 Fig. 8.-Morphology of the top of the basement in the western part of the studied area seen from SW.

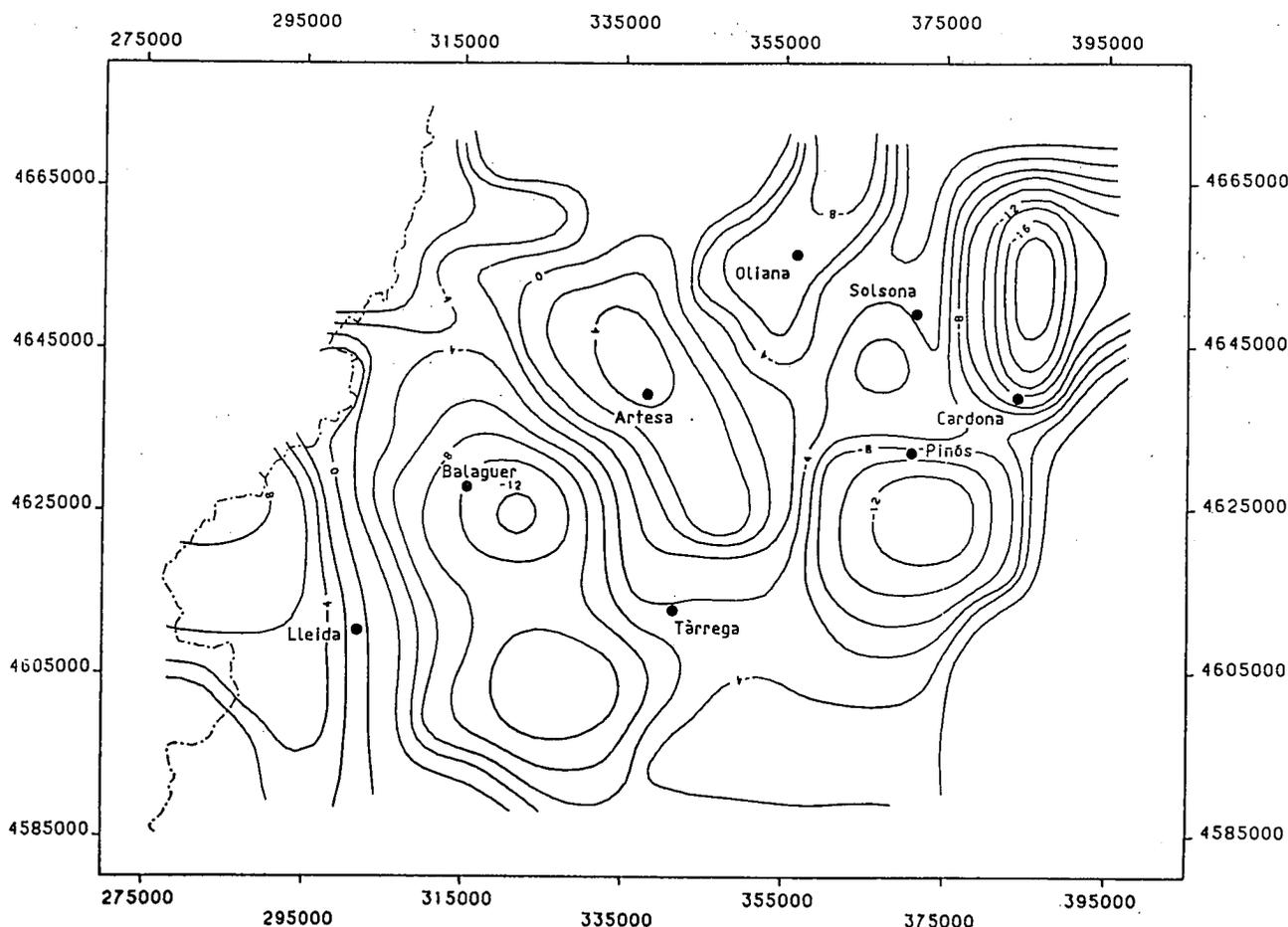


Fig. 9.-Mapa de anomalías residuales deducido del modelo tridimensional propuesto.
 Fig. 9.-Residual anomaly map corresponding to the 3D model presented in Figs. 6 and 7.

la cobertera sedimentaria enmascarando la influencia gravimétrica de posibles variaciones del basamento.

b) Las variaciones morfológicas del basamento, propuestas para el sector occidental, implican la presencia de sendos bloques basculados que presentan un desplazamiento vertical diferenciado. En este sentido, el eje positivo de Lérida puede explicarse con la presencia de un bloque levantado de dirección NNO-SSE, con un desplazamiento de 500 m en la parte meridional y de 700 m en la parte septentrional con respecto al basamento de referencia. El eje negativo de Balaguer se ha modelizado considerando un bloque hundido, que discurre paralelamente al anterior, con profundidades del orden de 2000 m en su parte meridional, buzando

progresivamente hacia el Norte donde se alcanzan los 3700 m de profundidad, con una forma irregular conformando dos posibles cuencas permotriásicas.

c) Los mínimos localizados en el sector oriental pueden explicarse con la presencia de rocas evaporíticas con mayor acumulación de sales en los niveles superficiales.

d) El máximo emplazado en la unidad de Sant Mamet es atribuido a la presencia de ofitas en los materiales del Keuper. Esta hipótesis está reforzada por la presencia de anomalías magnéticas detectadas en esta zona.

REFERENCIAS

Casas, A., Torné, M. y Banda, E. (1986): Mapa gravimétric de Catalunya 1:500000. *Servei Geologic de Catalunya*. ICC. 135 p.
 ECORS PYRENEES TEAM (1988): The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331: 508-511.

Gallart, J., Banda, E. y Daignières, M. (1981): Crustal structure of the Paleozoic Axial Zone of the Pyrenees and transition to the Pyrenean Zone. *Ann. Geophys.*, 37: 457-480.
 Gupta, V.K. y Ramani, N. (1980): Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain. *Geophysics*, 45: 1412-1426.

- IGME (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. Madrid, 465 p.
- Laporte, M. (1962): Elaboration rapide des cartes gravimétriques déduites de l'anomalie de Bouguer à l'aide d'une calculatrice électronique. *Geoph. Prosp.*, 10: 238-257.
- Losantos, M., Berastegui, X., Muñoz, J.A. y Puigdefábregas, C. (1988): Corte geológico cortical del Pirineo Central (perfil ECORS): Evolución geodinámica de la cordillera pirenaica. *II Cong. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios: 7-16.
- Martínez, B. y Pocovi, A. (1988): El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Act. Geol. Hisp.* 23: 81-94.
- Muñoz, J.A., Puigdefábregas, C. y Fontboté, J.M. (1983): El Pirineo (Orógenos Alpinos). In: *Geología de España*, Libro Jubilar J.M. Ríos, II, IGME, Madrid: 161-205.
- Puigdefábregas, C., Muñoz, J.A., Losantos, M. y Berastegui, X. (1988): The ECORS geological cross section. COM. in *Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics*, (abstracts).
- Sáez, A. (1987): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Univ. Barcelona (Inédita): 352 p.
- Torné, M. (1988): *Cartografía i interpretació gravimétrica de Catalunya*. Tesis Univ. Barcelona (Inédita): 176 p.
- Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M. y Ribero, A. (1988): Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. *Tectonophysics*, (En prensa).
- Woollard, G.P. (1975): Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters. *Bureau Gravimetrique Int. Bull. d'Inform.* 36: 106-110.
- Zeyen, H.J., Banda, E. y Klingelé, E. (1988): Aeromagnetic reconnaissance of Catalonia, Spain. *First Break*, 6: 217-222.

Recibido 15 enero 1989
 Aceptado 20 marzo 1989