

# Modelización Gravimétrica 3D del diapiro de Cardona, Cuenca del Ebro (NE de España)

## 3 D gravity model of the Cardona diapir Ebro basin (NE Spain)

V. PINTO, A. CASAS, L. RIVERO y R. LÁZARO

*Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona.  
Zona Universitaria de Pedralbes. BARCELONA-08071  
Email: victor@natura.geo.ub.es*

### RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados derivados de la interpretación de 320 estaciones gravimétricas realizadas sobre el diapiro de Cardona con el objetivo de obtener información sobre su geometría tridimensional. Para obtener una distribución tridimensional de la masa salina que explique las anomalías observadas se ha aplicado un método iterativo de ajustes sucesivos basado en un algoritmo de inversión automática. Esta metodología ha mostrado ser muy rápida, fácil de usar y con suficiente poder de resolución para perfilar no sólo la geometría del cuerpo salino, sino también la de estructuras similares. El diapiro salino de Cardona presenta un mínimo gravimétrico relacionado con el anticlinal de Pinòs-Cardona que se prolonga hacia el SW. El análisis cualitativo de la anomalía residual permite apreciar que el diapiro muestra una cierta vergencia hacia sur con un flanco sureste subvertical y un flanco noroeste con pendientes más suaves.

*Palabras clave:* Cuenca Central Catalana. Diapiro salino. Prospección gravimétrica. Modelo gravimétrico tridimensional.

### ABSTRACT

The interpretation of more than 300 gravity stations over the Cardona salt diapir is presented. The aim of this study was to precise its 3D geometry. The Cardona salt diapir shows a gravity low related to the Pinòs-Cardona anticline that extends to the SW. A qualitative analysis of the anomaly pattern permits to recognise that the diapir displays a vergence to the south with gently dips to the north-west and a subvertical limb to the south-east. An iterative method was applied to get a 3D density distribution that explains the observed anomalies. This very fast and easy to use methodology has proved to have enough resolution for interpreting the external 3D geometry of the diapir, and will be useful to study similar structures.

*Keywords:* Ebro basin. Salt diapir. Gravity survey. 3D-gravity model.

## EXTENDED ABSTRACT

The aim of this study was to gain information of the geometry of the Cardona salt diapir from more than 300 gravity stations which were recorded during successive field surveys. Measurements were performed first with a Scintrex CG-2 gravity meter and after with a Lacoste & Romberg G model. All measurements corrected from the luni-solar tidal effect and are referred to the IGSN'71. Standard reductions using a mean density value of 2.40 g/cm<sup>3</sup> were applied to determine the Bouguer gravity anomaly.

The bulk density of the samples was measured by the double weighting method, by hydrostatic displacement. Disintegrated or incoherent samples were measured by the Mironov's (1977) method. Taking into account bulk densities experimentally measured on 63 samples from all the representative lithologies, a -0.35 g/cm<sup>3</sup> density contrast assumed for the saline formation.

The non-folded salt layer top has been placed at a depth of -1.2 km (below sea level), according to data derived from old reflection seismic profiles.

From these data, a gravity low related to salt accumulation beneath the Pinòs-Cardona anticline and the Cardona diapir is shown. A qualitative analysis of the pattern of this anomaly allows recognise that the diapir structure displays a NE-SW elongation and a vergence to the south. The SE flank of the diapir is subvertical whereas the NW one has gently dips to the north-west.

The quantitative interpretation of the residual gravity anomalies has been carried out by means of synthetic methods, selecting one based on the algorithms of Cordell and Bashkara. Geologic constraints were introduced, associating to the activated prisms a density, base and top depths, and deactivating those prisms not related to the negative anomaly. Topographic surface was fixed as the top of the model. Also, in order to obtain an accurate inversion model, a control of the instrumental and geographic positioning errors has been carried out, obtaining an  $\pm 0.2$  mGal average error.

The iterative method applied to get a 3D density distribution has proved to be very fast and easy to use. Also, it shows enough resolution for interpreting the external shape of the Cardona diapir and, therefore, it appears to be useful to study similar structures.

## INTRODUCCIÓN

El diapiro salino de Cardona constituye un ejemplo clásico de los procesos diapíricos que han tenido lugar en las cuencas evaporíticas de la Península Ibérica. Con el objetivo de mejorar la información disponible sobre la morfología externa del diapiro, y considerando el contraste de densidad entre las formaciones salinas y las litologías encajantes, se ha realizado un estudio gravimétrico de detalle sobre el mencionado diapiro. El levantamiento gravimétrico del diapiro salino de Cardona se inició hace más de diez años por iniciativa del Departamento de Prospección Geológica y Geofísica de la Universidad de Barcelona y se ha completado con motivo del presente estudio. El hecho de que durante muchos años se haya explotado la potasa en el diapiro de Cardona ha proporcionado una serie de facilidades, tanto en lo que hace referencia a la disponibilidad de datos de geología del subsuelo (sondeos, galerías mineras, perfiles de sísmica de reflexión, etc.) como de infraestructura (cartografía topográfica detallada, puntos de nivelación altimétrica, etc.).

## SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona estudiada se sitúa administrativamente entre las provincias de Barcelona (comarca del Bages) y Lleida (comarca del Solsonès), en la cuenca del río Cardener, afluente del Llobregat, e incluye parte de la Serra de Castelltallat. Aproximadamente el centro geográfico de la zona de estudio coincide con la localidad de Cardona. Cartográficamente, está enmarcada en la hoja 330 (Cardona) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 y en la hoja de la misma denominación del Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1975).

Desde el punto de vista geológico, la zona estudiada se sitúa en la parte oriental de la Cuenca del Ebro, en una zona en la que los materiales continentales oligocenos de su relleno están atravesados por un diapiro salino. Este diapiro salino está integrado por las facies de transición evaporítica (Pueyo, 1974 y 1990; Rosell, 1990) entre los materiales regresivos marinos del Paleoceno-Eoceno y los materiales continentales del Oligoceno (Fig. 1).

La evolución geológica de cuenca se caracteriza por el hecho de que, a partir del Priaboniense inferior (Riba et al., 1983), el mar eoceno de la Cuenca del Ebro, representado en este sector por materiales lutíticos de centro de cuenca (Formación Margas de Igualada), inicia un proceso regresivo, relacionado con el emplazamiento en el Pirineo de mantos de cabalgamiento, que culmina en su zona central con la sedimentación de un ciclo evaporítico (Formación Cardona). Estos depósitos evaporíticos se acuñan lateralmente, pasando hacia el margen pirenaico a materiales continentales y hacia el sur a depósitos arrecifales (Formación Calizas de la Tossa). Por encima de todo este conjunto de depósitos eocenos, la cuenca pasa a rellenarse únicamente por sedimentos continentales, originados a partir de la erosión de los Pirineos (Sáez, 1987). Estos están representados por unos conglomerados sedimentados en sistemas de abanicos fluviales adosados a los Pirineos (Formación Berga), que pasan hacia el centro de la cuenca a lutitas y areniscas, depositadas en ambientes de llanura fluvial (Formación Solsona). En las zonas más distales, estos sedimentos fluviales incluyen paquetes de calizas, yesos y lutitas depositados en ambientes lacustres (Formación Suria) (ver Pueyo, 1974; Anadón et al., 1989).

Con relación a esta evolución del relleno de la Cuenca del Ebro, en la zona estudiada se han reconocido las siguientes formaciones:

*Formación Molasa de Solsona:* Aflora en la mayor parte de la zona, estando constituida por una alternancia de frecuencia variable de niveles de areniscas arcósicas y lutitas ocreas.

*Formación Súrria:* Está integrada por dos miembros. El inferior, de aproximadamente 110 m de potencia, está formado por niveles tabulares de lutitas de color gris o azulado y areniscas cuya proporción aumentan progresivamente hacia el techo. Los niveles lutíticos pueden presentar en su parte más inferior un considerable grado de carbonatación y compactación. El miembro superior está constituido por una alternancia de areniscas y lutitas rojas con intercalaciones centi a decimétricas de calizas que ocasionalmente alcanzan espesores cercanos a la decena de metros. La potencia de este miembro se estima en 300 m.

*Formación Salina de Cardona:* Está constituida, según Pueyo (1974), por cuatro miembros:

Miembro anhidrítico basal, constituido por anhidrita laminada, 5 a 10 m de potencia.

Miembro halítico 'sal de muro', muy potente, de hasta 200 m.

Miembro K-Mg compuesto de silvita, halita intercalada, carnalita y 'sal nueva'. Su potencia varía de 12 a 36 m.

Miembro yesífero marginal constituido por facies yesíferas de borde de cubeta.

En este contexto estratigráfico, el diapiro de Cardona tiene su origen en el proceso de interferencia entre el anticlinal de Pinòs-Cardona y el sinclinal de Solsona (Pueyo, 1974). El anticlinal de Pinòs-Cardona es un pliegue NE-SW que va desde las inmediaciones de Torà, en su intersección con el anticlinal de Sanahuja, hasta Cardona, donde termina periclinamente después de cruzar el río Cardener. En total el pliegue tiene algo más de 30 km y se caracteriza en su conjunto por una fuerte asimetría de sus flancos. De esta manera el flanco SE es vertical o casi vertical, llegando incluso localmente a invertirse, mientras que el flanco NW es de buzamiento más suave con valores que no rebasan los 35-40°. Se trata, pues, de una estructura de marcada vergencia SE.

Dentro del anticlinal de Pinòs-Cardona, el diapiro de Cardona se sitúa cerca de su terminación noreste en un sector en el que el flanco SE, vertical en las inmediaciones de Cardona, tiende progresivamente hacia el SW a invertirse y fallarse. En este punto, según Pueyo (1974), en torno al diapiro de Cardona, existen fallas asociadas, tanto de tipo radial como concéntrico. En el flanco SE del diapiro, se ha descrito (Pueyo, 1974) una discordancia progresiva que indicaría que la formación del diapiro fue sincrónica con la sedimentación de los materiales oligocenos.

## LEVANTAMIENTO GRAVIMÉTRICO

El número total de estaciones gravimétricas medidas en las sucesivas campañas de campo ha sido de 320; de éstas se han repetido aproximadamente un 10%, con la finalidad de poder efectuar un control de calidad sobre la precisión de las medidas. Las observaciones se efectuaron primero con un gravímetro Scintrex, modelo CG-2 y posteriormente con un gravímetro Lacoste & Romberg, modelo G. Todas las medidas instrumentales han sido corregidas del efecto de atracción lunisolar y están referidas al sistema IGSN'71 mediante los clásicos enlaces a bases gravimétricas previamente establecidas.

La elaboración del Mapa Gravimétrico de Cataluña (Casas et al., 1986) comprendió, como infraestructura, el levantamiento de una red de bases gravimétricas de ámbito comarcal. De estas bases, en la fase inicial de esta campaña, se utilizó principalmente la base situada en la catedral de

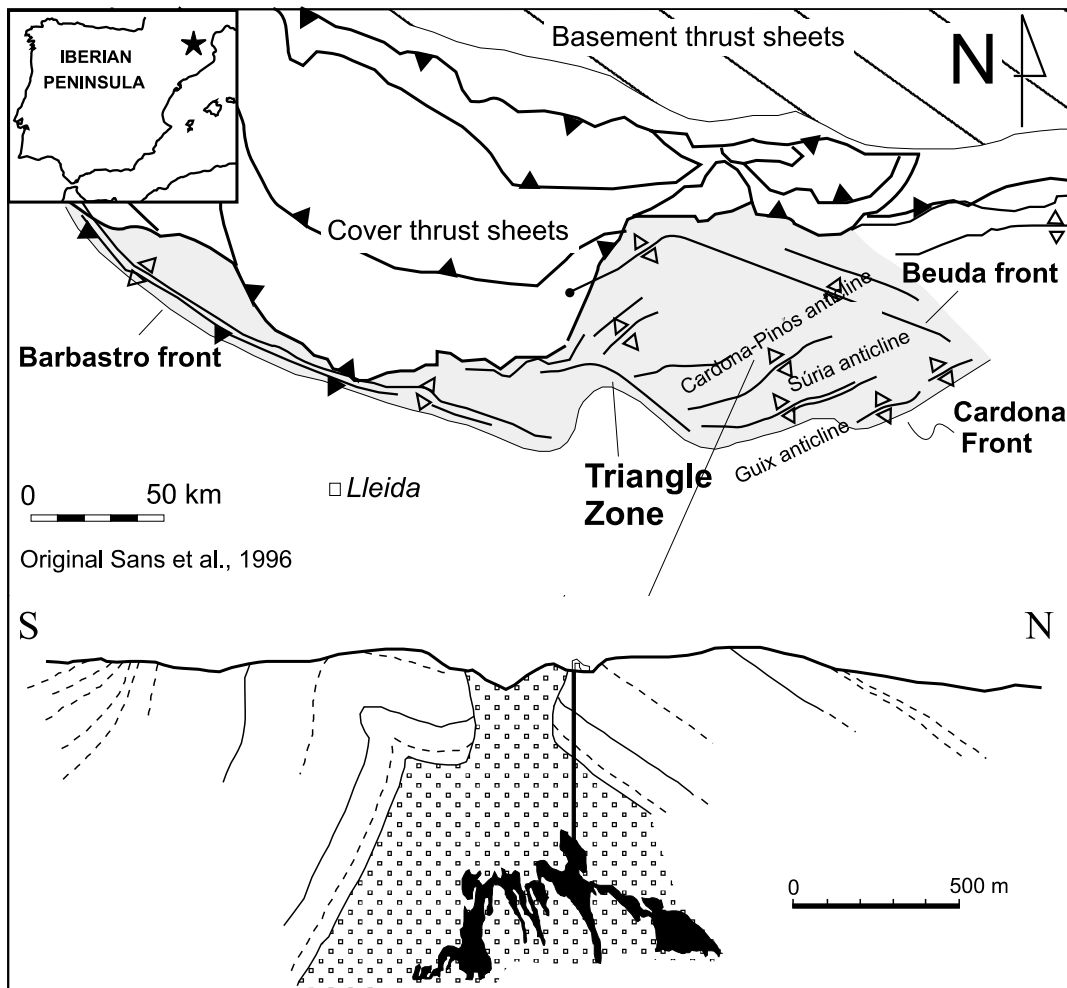


Figura 1. Esquema geológico de la zona (Sans et al., 1996) y corte geológico a través del anticlinal de Pinós-Cardona (Riba, 1967). Se observa el diapiro salino de Cardona aflorante en el núcleo del anticlinal. En negro se ha señalado el nivel potásico, y en cuadros la sal de techo y la sal de muro.

Figure 1. Geological sketch of the area (Sans et al., 1996) and geological cross-section of the Pinós-Cardona anticline (Riba, 1967). The outcropping salt diapir on the anticline core can be observed. The potash level is depicted in black and top and bottom salt layers with squares.

Manresa. Posteriormente, con la finalidad de optimizar los recorridos por ciclos de inicio y cierre en una misma base, se emplazó una base gravimétrica local en Cardona. Esta base específica se emplazó en el clavo B36 de la red de nivelación para el control de la subsidencia minera establecida por la empresa Explosivos Río Tinto. El valor absoluto para esta base de Cardona se obtuvo mediante enlaces sucesivos con las bases del Mapa Gravimétrico de Catalunya más próximas, que son las situadas en las catedrales de Manresa y Solsona. Después de compensar y ajustar los errores de cierre a 0, se determinó la gravedad absoluta de dicha base, obteniéndose un valor de 980151.06 mGal.

El posicionamiento de las estaciones se realizó directamente sobre cartografía topográfica. En la zona próxima al diapiro salino, se utilizaron escalas 1:5.000 y 1:10.000. En el resto del área de prospección, las estaciones se situaron sobre mapas a escala 1:50.000. A pesar de que se intentó conseguir una distribución regular de las estaciones, ello ha resultado muy difícil. La causa de esta dificultad hay que buscarla, en algunas zonas, en las irregularidades en el terreno que imposibilitaban su acceso, y en otras en la inexistencia de puntos de referencia en la cartografía que pudieran ser fácilmente identificables en el campo. En consecuencia, las estaciones se situaron en su mayoría en vías de comunicación (carreteras y

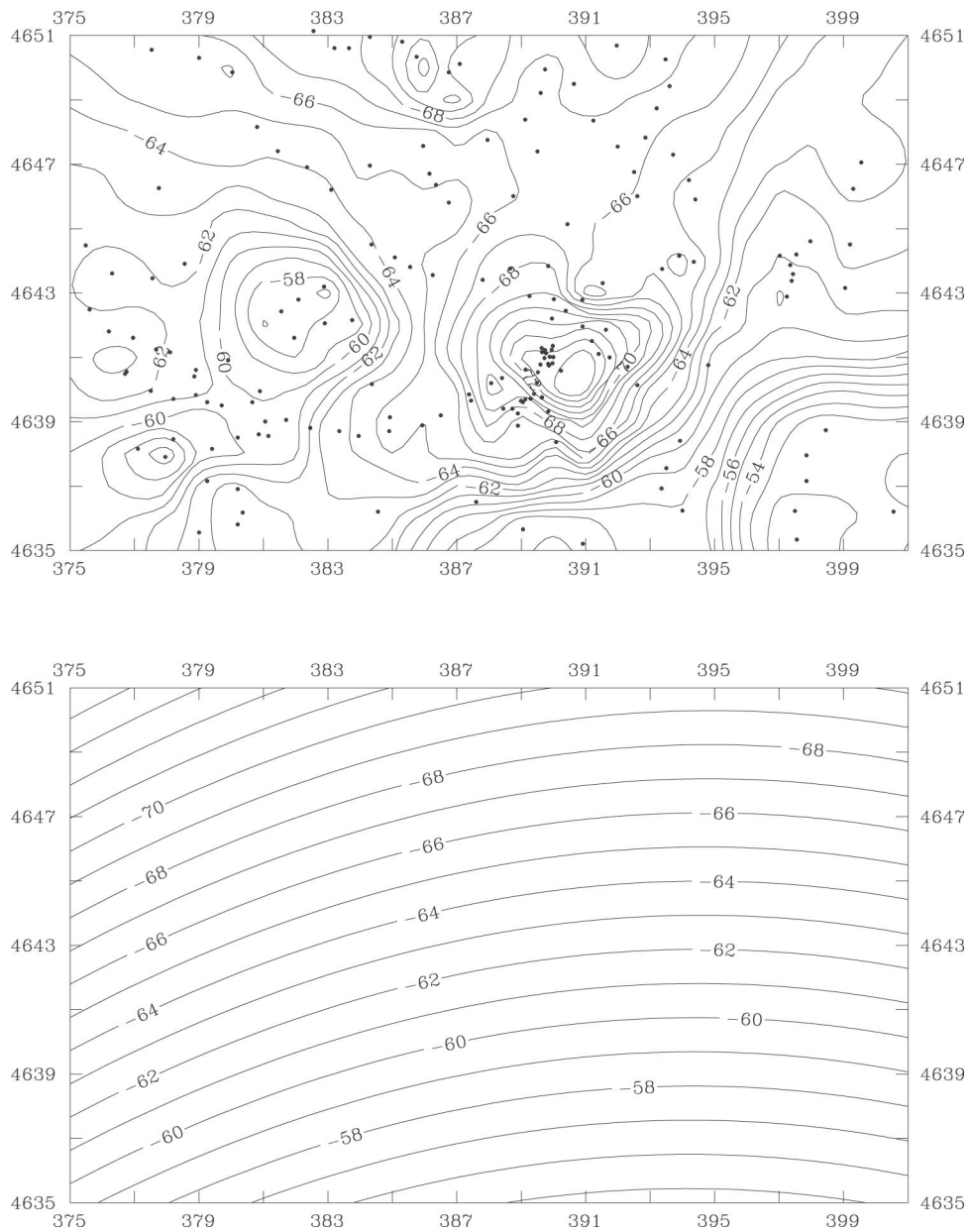


Figura 2. Mapa de anomalías de Bouguer (a) y mapa de anomalías regionales (b) de la zona estudiada. Coordenadas UTM en kilómetros.

Figure 2. Bouguer anomaly map (a) and regional gravity map (b) of the studied area. UTM co-ordinates in kilometres.

caminos), con lo que en algunas zonas la cobertura de medidas quedó muy minimizada o anulada.

La corrección topográfica se ha realizado en tres etapas, que corresponden a una corrección topográfica cerca-

na desde 0 hasta 150 metros, una corrección media desde 150 metros hasta 1.5 km y una corrección lejana desde 1.5 hasta 22 km. Dado que el relieve de la zona es bastante suave, se ha descartado la corrección topográfica cercana por presentar valores mínimos, salvo en aquellas

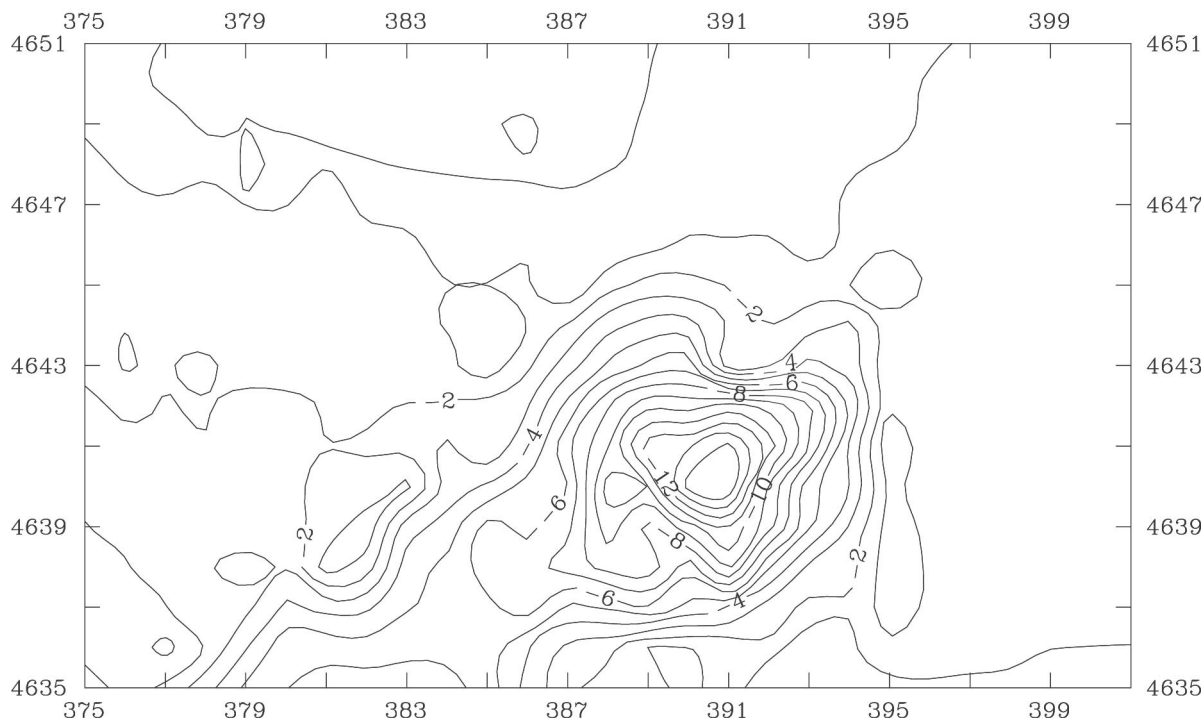


Figura 3. Mapa de anomalías residuales de la zona estudiada.

Figure 3. Residual anomaly map of the studied area.

estaciones en que lo accidentado del relieve aconsejaba lo contrario, como por ejemplo en las proximidades del diapiro salino.

Para la evaluación de la corrección topográfica se han utilizado básicamente dos métodos: el método gráfico de plantilla y tablas de Hammer (1939) y el cálculo numérico a partir de modelos digitales del terreno. El método de Hammer se ha utilizado para la corrección topográfica próxima y también para las correcciones topográficas medias, en aquellas estaciones alejadas del diapiro. En el resto de los casos, se ha utilizado el método de cálculo numérico realizado a partir de dos modelos digitales de diferente escala y resolución. El primero, preparado por Casas et al. (1986) durante la elaboración del Mapa Gravimétrico de Cataluña, está construido en base a mapas de escala 1:50.000 y tiene un intervalo de malla de 1 km de lado. Este modelo se ha utilizado para la corrección lejana de todas las estaciones. El otro modelo, elaborado expresamente para este trabajo, está construido sobre la base de mapas topográficos 1:10.000 y forma una matriz digital de 160 filas por 160 columnas, con un

intervalo de malla regular de 50 metros. Este modelo de alta resolución se ha aplicado para la corrección cercana y media de aquellas estaciones próximas al diapiro.

También se ha realizado un estudio de control de los errores instrumentales y de posicionamiento geográfico, obteniéndose como resultado que el error medio conjunto en la evaluación de la anomalía de Bouguer es de  $\pm 0.2$  mGal. Este error o grado de incertidumbre en la determinación de los valores de anomalía de Bouguer se ha tenido en cuenta, junto con otros parámetros, en el proceso de modelización.

#### METODOLOGÍA DE LA INTERPRETACIÓN

La interpretación cuantitativa se ha realizado mediante métodos sintéticos sobre un mapa de anomalías residuales obtenido por sustracción a los valores del mapa de anomalías de Bouguer de la tendencia regional. Este último se ha asimilado a la obtenida mediante un ajuste polinómico iterativo de grado 2 que elimina las

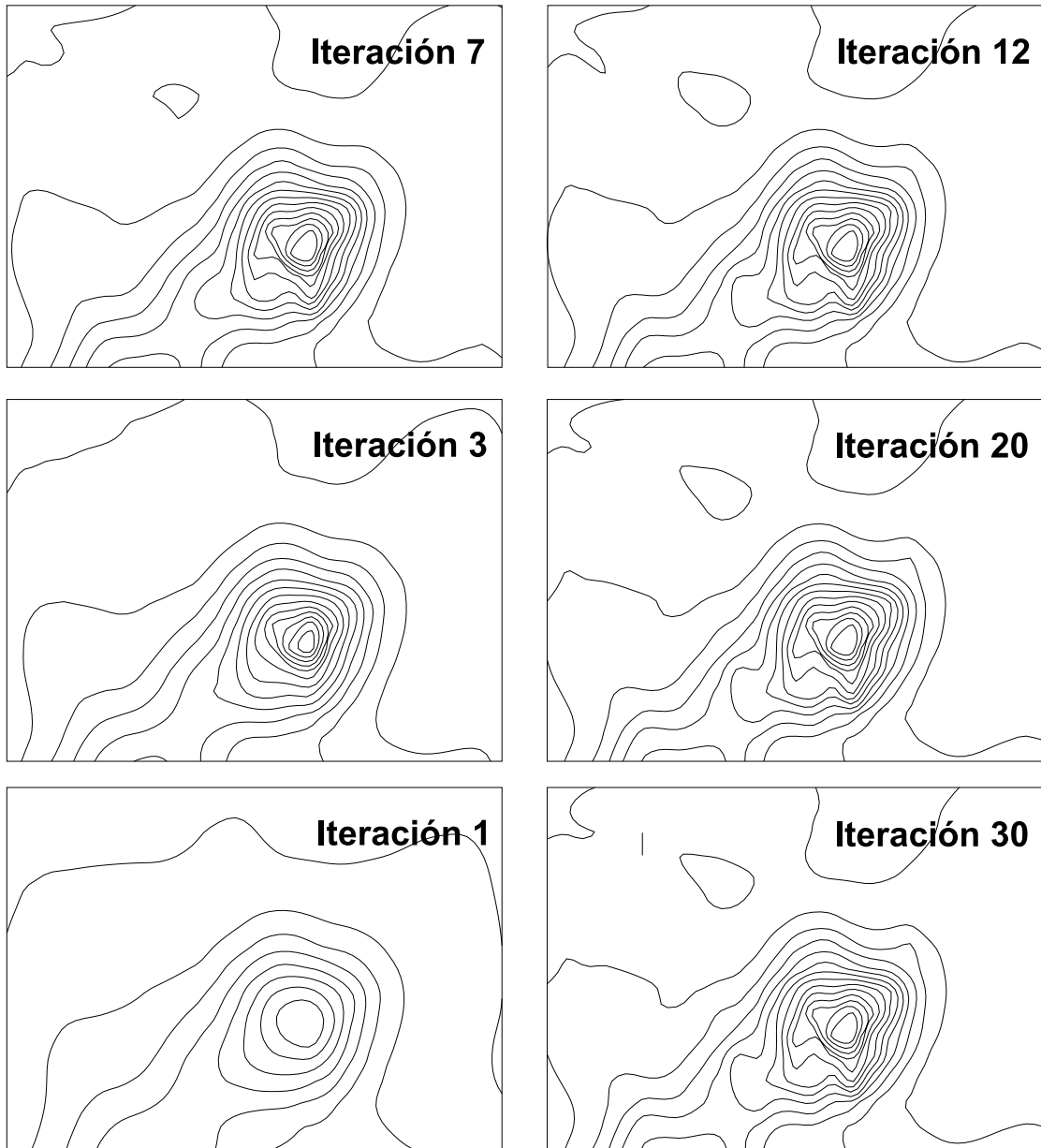


Figura 4. Evolución de las anomalías gravimétricas teóricas del modelo en el proceso iterativo de ajustes sucesivos. Empieza en el extremo inferior izquierdo y sigue en el sentido de las agujas del reloj (iteraciones 1, 3, 7, 12, 20 y 30).

Figure 4. Evolution of the theoretical gravity anomalies of the model during the iterative fitting process. Starting from left-down corner and following clockwise (iterations 1, 3, 7, 12, 20 y 30).

pseudoanomalías (Pinto, 1992) (Fig. 3). Los métodos sintéticos se basan fundamentalmente en equiparar la geometría del modelo geológico a un conjunto de cuerpos geométricos sencillos. Generalmente se trata de métodos

automáticos de inversión. Estos métodos, ampliamente utilizados desde hace años (Bott, 1960; Cordell y Henderson, 1968), aproximan la geometría del cuerpo geológico a una serie de prismas verticales, mediante un pro-

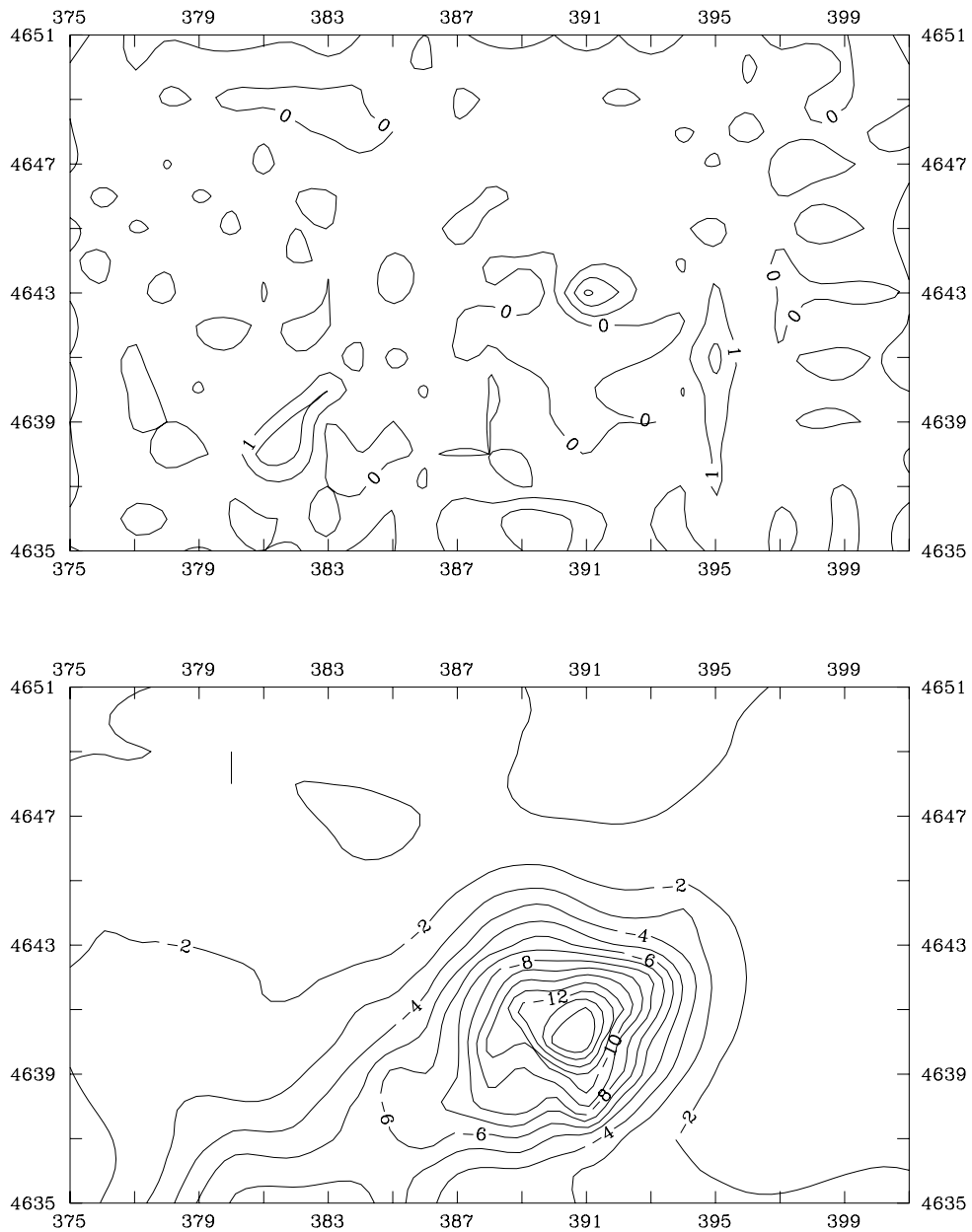


Figura 5.- Arriba. Mapa de residuos en miligales mGal entre los datos experimentales y las anomalías teóricas obtenidas en el modelo tras el ajuste iterativo. Abajo. Mapa de anomalías teóricas después de 30 iteraciones.

Figure 5.- Top. Misfit in mGal between the experimental data and the theoretical anomalies of the model after the iterative process. Bottom. Theoretical gravity map after 30 iterations.

cedimiento iterativo de análisis de error. Con esta metodología, en estos modelos, se obtiene a partir de un modelo inicial un modelo geométrico teórico, cuya anomalía difiere poco con la anomalía experimental. En cada iteración la altura de cada uno de los prismas varía, se-

gún un determinado criterio, ajustándose las anomalías teóricas a las experimentales.

En concreto, el método utilizado se basa en los trabajos de Cordell y Henderson (1968), Bhaskara y Ra-



Tabla 1. Valores de densidad de las principales formaciones aflorantes (g/cm<sup>3</sup>).Table 1. Density values of principal outcropping formations (g/cm<sup>3</sup>).

Formación	mínimo	máximo	valor medio
Salina (15 muestras)	1.95	2.05	2.03
Solsona (30 muestras)	2.34	2.44	2.36
Súria (15 muestras)	2.39	2.56	2.41

mesh (1991), Pinto (1992) y Pinto y Casas (1996). En él, el sistema realiza la inversión automática de una matriz de anomalías residuales, con un intervalo de malla regular. El cálculo se puede realizar para valores de densidad fija o bien variándola según una función bi-cuadrática, tanto en la litología modelizada como en la roca encajante. En el modelo también se puede introducir o no un modelo teórico inicial; y, así mismo, asociar a cada prisma un valor que denota su estado activado (1) o desactivado (-1). De esta forma, los prismas desactivados no sufren variaciones en el proceso iterativo, permaneciendo su altura constante. Por tanto, es posible introducir restricciones geológicas al modelo. Los prismas tienen asociado, además de su estado, un valor de densidad y de profundidad de su base y techo.

El procedimiento tiene en cuenta el relieve topográfico de tal forma que los prismas no lo sobrepasan. Para ajustar el tipo de variación puede afectar al techo como a la base y presenta dos criterios de iteración, el de Bott (1960) y el de Cordell y Henderson (1968). Las expresiones de ambos criterios son:

Bott (1960):

$$h(i, j)_n = h(i, j)_{n-1} + (Ae(i, j) - At(i, j)_{n-1}) / (\pi 40/3)$$

Cordell y Henderson (1968):

$$h(i, j)_n = h(i, j)_{n-1} (Ae(i, j) / At(i, j)_{n-1})$$

donde,

$n$  es la iteración considerada

$h(i, j)$  es la altura del prisma en la posición  $i, j$  de la malla

$Ae(i, j)$  es la anomalía gravimétrica en la celda  $(i, j)$

$At(i, j)$  es la anomalía teórica del modelo en la iteración  $n-1$

Cabe destacar que el sistema permite la visualización e impresión del modelo en 3D en formatos DXF (Auto-cad) y VRML (Virtual Reality Modelling Language) así como la evolución del ajuste de error de cada iteración.

Para definir el contraste de densidad a aplicar en la modelización interactiva se ha determinado en el laboratorio la densidad media de cada una de las formaciones presentes. El número de muestras de mano utilizadas ha sido de 63 y el método empleado ha sido el de doble pesada, aprovechando el desplazamiento hidrostático al sumergir la muestra en el agua. Las muestras poco coherentes solubles o porosas, se parafinaron antes de la inmersión según el procedimiento propuesto por Mironov (1977) para medir su volumen. Los resultados de este análisis se muestran en la Tabla 1.

A partir de las densidades medidas experimentalmente en las muestras de la formación salina y las rocas sedimentarias encajantes, se ha considerado un contraste de densidad para el modelo de  $-0.35 \text{ g/cm}^3$  con un intervalo de malla de 1 km. El techo de la capa salina en las zonas no plegadas se ha situado a una profundidad de -1.2 km (referida al nivel del mar). Este valor se ha obtenido a partir de la interpretación de perfiles de sismica de reflexión cedidos por la empresa Explosivos Río Tinto, que permiten establecer el trazado de isobatas del techo de la capa salina. Esta profundidad de la base del modelo es compatible con la información geológica suministrada no sólo por estos perfiles sino también por los sondeos que cortan la capa salina y la geometría del diapiro en superficie.

## RESULTADOS OBTENIDOS

El mapa de anomalías de Bouguer (Fig. 2) presenta claramente la posición geográfica del diapiro, así como

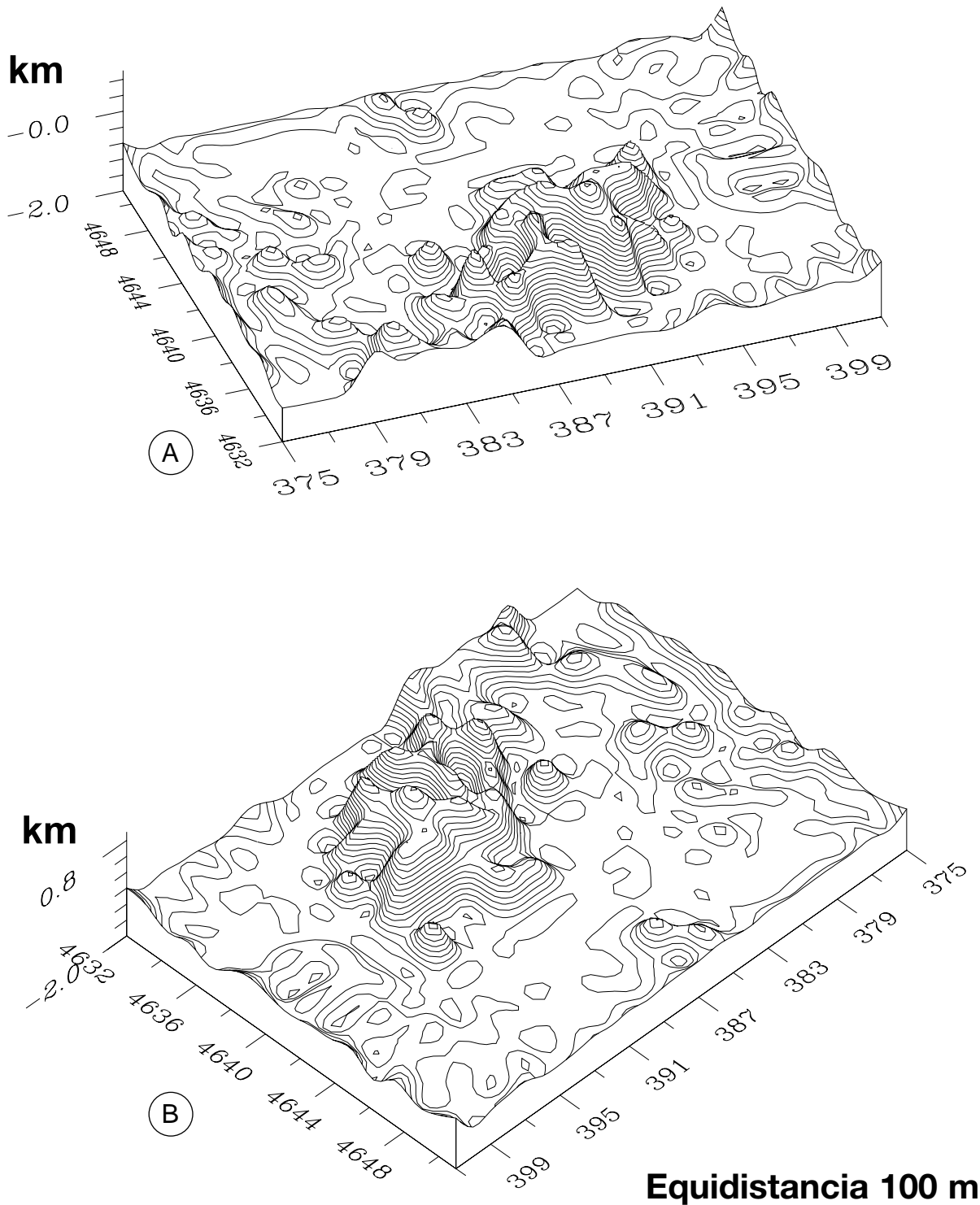


Figura 6. Perspectivas desde el Sur hacia el Norte (A) y del Norte hacia el Sur (B) del modelo tridimensional de densidades del diapiro de Cardona, obtenido por inversión del mapa de anomalías residuales.

Figure 6. Northward (A) and Southward views of the three-dimensional density model of the Cardona diapir, obtained by inverting the residual gravity map.

su posible prolongación hacia el SW. Así mismo, se pueden observar otras fuentes importantes de anomalías negativas, una situada al oeste de la anomalía del diapiro de Cardona y otra situada al sur del mismo.

Las anomalías teóricas muestran, con las iteraciones, una progresiva diferenciación en anomalías más pequeñas. De esta manera en la séptima iteración se pueden distinguir los rasgos morfológicos más representativos del modelo. Las iteraciones siguientes sólo sirven para destacar de forma más acusada estos parámetros. El modelo prácticamente se encuentra ajustado en la iteración número 12 (Fig. 4).

En el mapa de residuos, entre las anomalías experimentales y las teóricas del modelo (Fig. 5), destaca la presencia de dos máximos de error. Uno de forma circular que se sitúa en las proximidades del diapiro con valores de hasta 2 mGal y que, seguramente, se debe a un proceso de inestabilidad en el proceso de convergencia del modelo producido por el ruido de fondo causado por algunos valores de anomalía medidos erróneamente en algunas estaciones. El otro máximo, de forma alargada, se sitúa en un lateral del diapiro y es producto del bajo número de estaciones de medida existentes en esa zona y que pueden haber afectado al proceso de interpolación a una malla regular. Además de estos máximos, también se observan otros errores que se vinculan a los efectos de borde del modelo.

## CONCLUSIONES

El diapiro de Cardona presenta una anomalía gravimétrica residual negativa que se extiende hacia el SW siguiendo el anticlinal de Pinòs-Cardona. Puede observarse cómo el diapiro presenta una cierta vergencia hacia el sur con un techo que buza fuertemente hacia el SE y de una forma más suave hacia el NW (Fig. 6).

El método de interpretación gravimétrica aplicado para obtener un modelo geométrico tridimensional de densidades se ha mostrado muy rápido, económico y suficientemente resolutivo. Consideramos que esta metodología es aplicable para la interpretación de estructuras del mismo tipo siempre que se presenten bien individualizadas y con suficiente contraste de densidad.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Antonio Ramírez y José Luis Mieja las facilidades proporcionadas para llevar a cabo los trabajos

de campo de prospección gravimétrica, así como la información facilitada sobre la explotación minera. También se agradece a Federico Ortí y Juan José Pueyo sus aportaciones sobre la geología de las formaciones evaporíticas de la Cuenca Central Catalana.

## BIBLIOGRAFÍA

- Anadón, P., Cabrera, L., Colldeforns, B., Sáez, A., 1989. Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la cuenca del Ebro. *Acta Geologica Hispanica*, 24, 205-231.
- Bhaskara, D., Ramesh, N., 1991. A FORTRAN-77 computer program for three-dimensional analysis of gravity anomalies with variable density contrast. *Computers & Geosciences*, 17, 665-667.
- Bott, M.P.H., 1960. The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 3, 63-67.
- Casas, A., Torné, M., Banda, E., 1986. Mapa Gravimètric de Catalunya 1:500.000. Barcelona, Servei Geològic de Catalunya, ICC, 135 pp.
- Cordell, L., Henderson R.G., 1968. Iterative three-dimensional solution of gravity data using a digital computer. *Geophysics*, 33, 596-601.
- Hammer, S., 1939. Terrain corrections for gravimetric stations. *Geophysics*, 4, 184-194.
- IGME, 1975. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. 2ª serie, nº 330, Cardona. Madrid, IGME, Serv. Publ. Ministerio de Industria, pp., 1 mapa pleg.
- Mironov, V.S., 1977. Curso de Prospección Gravimétrica. Barcelona, Editorial Reverté, 525 pp.
- Pinto, V., 1992. Modelización gravimétrica interactiva 2D y 3D de estructuras geológicas. Su aplicación a los diairos salinos. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona. 506 pp.
- Pinto, V., Casas, A., 1996. An interactive 2D and 3D gravity modeling program for IBM-compatible personal computers. *Computers & Geosciences*, 22(5), 535-546.
- Pueyo, J.J., 1974. Estudio petrológico y geoquímico de los yacimientos potásicos de Cardona, Suria, Sallent y Balsareny (Barcelona-España). Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 351 pp.
- Pueyo, J.J., 1990. Eoceno evaporítico marino de Cataluña. Libro-guía de excursión. In F. Ortí y J.M. Salvany (ed.). Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. ENRESA-GPPG, 151-153.
- Riba, O., 1967. Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la depresión central catalana. *Acta Geológica Hispánica*, 2(1), 3-8.
- Riba, O., Reguant, S., Villena, J., 1983. Ensayo de síntesis es-

- tratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro, Libro Jubilar J.M. Ríos. *Geología de España*, 2, 131-159.
- Rosell, L., 1990. La Cuenca Potásica Surpirenaica. Libro-guía de excursión. In F. Ortí y J.M. Salvany (ed.). *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. ENRESA- GPPG, 89-95.
- Sáez, A., 1987. Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la cuenca del Ebro. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 353 pp.
- Sans, M., Muñoz, J.A. Vergés, J., 1996. Triangle zone and thrust wedge geometries related to evaporitic horizons (Southern Pyrenees). *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 44(2), 375-384.