

# Prospección gravimétrica en el sistema transversal catalán.

por M. VILLARROYA ANTON y A. CASAS PONSATI

Departamento de Prospección Geológica y Geofísica. Facultad de Geología. Barcelona.

## RESUMEN

En el presente trabajo se plantea la elaboración e interpretación del mapa de anomalías de Bouguer del Sistema Transversal Catalán. La característica más destacada del mapa es el marcado dominio de la tendencia regional, producida por el aumento de grosor de la corteza terrestre hacia el NW.

La sustracción de este efecto regional se ha realizado utilizando el método de ajuste a superficies polinómicas por mínimos cuadrados. La interpretación cuantitativa del mapa de anomalías residuales obtenido refleja la estructura en bloques del basamento.

## ABSTRACT

A Bouguer gravity anomaly map of the Transversal Subpyrenean System is presented and interpreted. The most prominent feature of the map is the strong regional effect produced by the Earth's crust thickening.

The polynomial surface fit technique is used to subtract this regional trend. The qualitative interpretation of the residual anomaly map obtained reflects a structure with block faulted basement.

## INTRODUCCION

La zona delimitada en el levantamiento del mapa gravimétrico del presente estudio pertenece a la provincia de Girona (fig. 1). Toda ella queda incluida dentro del denominado «Sistema Transversal Catalán».

Dicho sistema presenta una disposición alargada en la dirección NW-SE, desarrollándose entre el Pirineo y el macizo de las Guilleries, cerrando la Depresión Prelitoral Catalana por su extremo nororiental y la Depresión del Ebro por su extremo noroccidental.

Más exactamente el área estudiada—de 800 km<sup>2</sup> de superficie— queda comprendida entre los paralelos de latitud: 40° 00' 00" al sur, 42° 17' 00" al norte

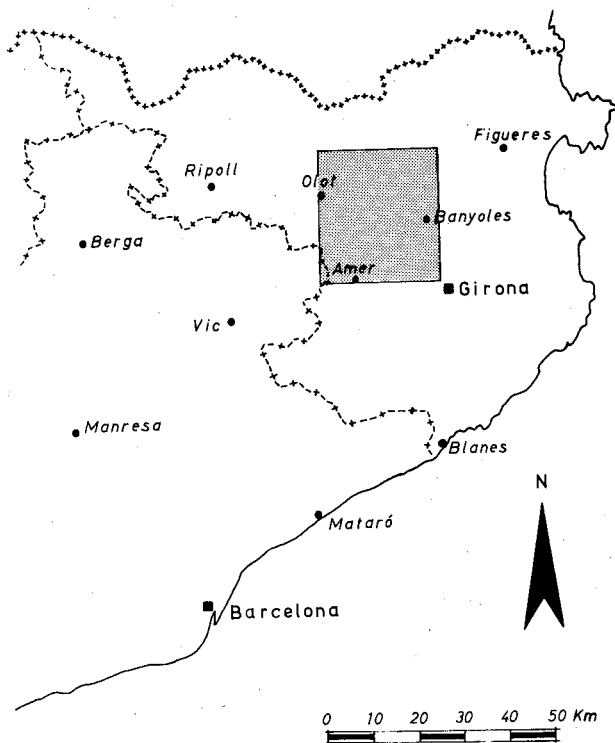


Figura 1.— Mapa de situación geográfica.

y por los meridianos de longitud: 06° 10' 00" al oeste y 06° 30' 00" al este. Como se puede apreciar por esta descripción, prácticamente queda englobada toda, la comarca de la Garrotxa.

En conjunto el relieve es variado y de estructura complicada. Destacan cuatro sierras dominantes: Serra de la Mare de Déu del Mont (1.021 m), en el límite norte de la zona; Serra de Sant Julià (909 m), en el centro norte; Serra de Finestres (1.023 m) en el centro, prolongada con una serie de sierras marginales de menor altura, y Serra Puig del Moro (1.126 m) en el límite suroeste de la zona. Hacia el este las alturas decrecen, llegando a los 100 m en la zona de Banyoles.

Estas sierras están fuertemente hendidas por un sistema hidrográfico denso y prácticamente perenne, de dirección predominante W-E, del que destacan los ríos Fluvià (al norte de la zona) y Ter, en el límite meridional de la misma, así como la surgencia natural del lago de Banyoles.

## MARCO GEOLOGICO

Como ya se ha comentado, la zona estudiada se encuentra enmarcada dentro del denominado «Sistema Transversal Catalán».

Geológicamente, y a grandes rasgos, dicho sistema es un conjunto de bloques basculados, con tendencia a hundirse por la parte occidental y a levantarse por la parte oriental, intercalados entre dos depresiones, la del Ebro al oeste (depresión morfológica) y la del Empordà al este (depresión morfológica y tectónica), apareciendo como la terminación oriental de la cuenca terciaria de Catalunya, acuñada entre la zona axial pirenaica al norte y la cadena catalana al sur y este.

En el Sistema Transversal Catalán hay que distinguir un zócalo y una cobertera. El zócalo, que aflora en una extensión mucho más reducida, está constituido por materiales Paleozoicos, afectados por los plegamientos hercinianos y más o menos peneplanizados. Este zócalo corresponde aproximadamente con lo que diversos autores han considerado como un umbral en cuanto al desarrollo de la sedimentación paleozoica.

La cobertera, que aflora en la mayor extensión del Sistema Transversal, está constituida por diferentes formaciones de edad eocena, sedimentadas directamente sobre el zócalo. Este Eoceno se encuentra enmascarado en muchos puntos por coladas basálticas cuaternarias —post mindelienses (Ll. Solé, 1962; B. Donville, 1976, etc.)—, emplazadas en la parte central-oeste de la zona (Olot-Santa Pau-Les Planes), así como por un importante sistema de terrazas, dispuesto sobre todo a lo largo del río Fluvià.

Numerosas fracturas en dirección E-W —efecto de la compresión alpina— y N-S —en general N 160—, producidas a finales del Terciario (F. Kromm, 1967; A. Estévez, 1973) han compartimentado la zona, constituyendo una auténtica morfología de bloques. De modo aproximado se pueden distinguir tres principales (B. Donville, 1976): El bloque del Cabrerés al suroeste, la fosa de Olot al noroeste y el horst de la Garrotxa al este.

La fosa de Olot está solamente individualizada de modo claro en la parte norte del Sistema Transversal, pues, en la parte sur el bloque de la Garrotxa, ya sin carácter de horst, entra en contacto directamente con el bloque del Cabrerés, el cual en realidad no es más que la continuación del borde oriental de la Depresión del Ebro, basculada hacia el oeste. Hay que recordar que este último bloque al acercarse al valle medio del Ter queda a su vez dividido en dos compartimentos por la falla de Rupit, cuyo salto se extingue progresivamente hacia el noroeste.

El bloque de la Garrotxa está limitado al este por la falla de Banyoles (de dirección N-S o NNW-SSE, según los tramos) que la separa de la Depresión del Empordà, y al oeste por la falla de Hóstones o del río Brugent (Ll. Solé, 1962) que la separa del bloque del Cabrerés. Ambas fallas presentan un notable paralelismo, según se puede comprobar en el esquema adjunto (V. fig. 2).

La cobertera del Sistema Transversal Catalán está afectada por un sistema de pliegues en dirección E-W (Ll. Solé, 1962; J. Tournon, 1968, etc.) —N 70/ N 110 según F. Kromm (1967)— que no es más que la continuación del sistema subpirenaico (que se viene siguiendo desde el valle del Ter y del Ripollés) que afecta a todo el eoceno. Estos pliegues están interseccionados por las fallas antes referidas.

El estilo de las deformaciones de la cobertera eocena evoluciona de forma sensible de este a oeste de la falla de Olot (F. Kromm, 1967): «... al oeste de la falla de Olot la naturaleza arcillosa de la Serie eocena confiere a los pliegues un estilo mucho más flexible y los fenómenos de colapso se generalizan en muchos niveles». A. Estévez (1970), marcando como divisoria el río Llierca en lugar de la falla de Olot, viene a decir lo mismo: «Al este del río Llierca los plegamientos están bien ordenados y desarrollados, mientras que al oeste, correspondiéndose con un cambio de facies (materiales menos calcáreos), estas cualidades desaparecen».

Asimismo, se observa una evolución de norte a sur de la zona, señalada por J. Tournon (1968): «... los pliegues, muy desarrollados al norte, se suavizan —difuminan— hacia el sur».

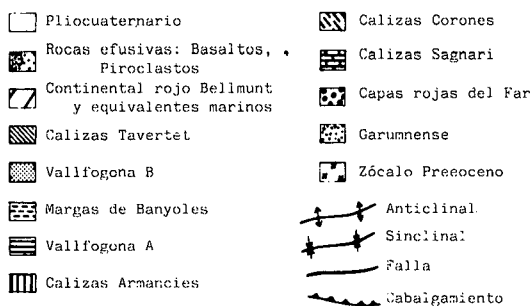
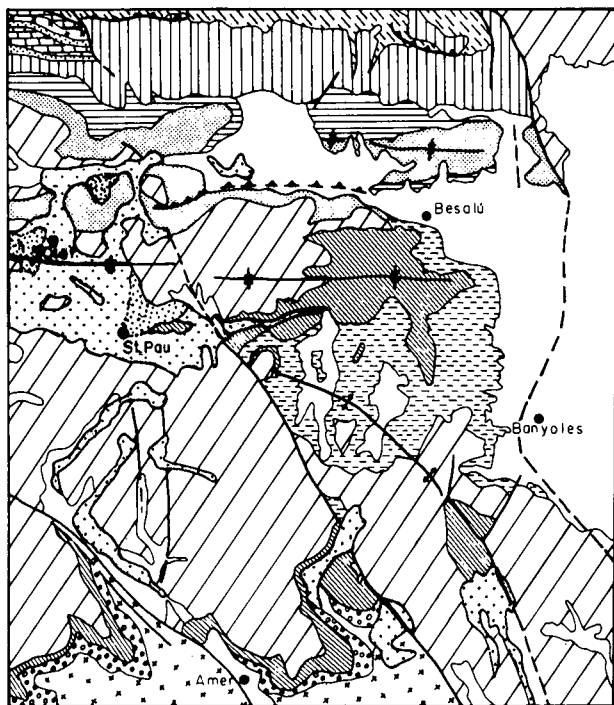


Figura 2. — Mapa geológico.

La morfología actual de la zona parece responder a los grandes accidentes E-W (sobre todo en la parte norte del río Fluvià), a los NW-SE y a los desplazamientos laterales de estos grandes paneles que se han formado.

## ESTUDIO GRAVIMETRICO

Para la realización del presente estudio se ha utilizado un gravímetro de la marca «Scintrex», modelo CG-2 y de número de serie 370.

Es un gravímetro de los denominados inestables o astático, cuya sensibilidad teórica máxima es de 0,01 mGal.

## Establecimiento de la red de observaciones

Para cubrir la zona de estudio se han realizado 158 determinaciones relativas de la gravedad espaciadas tan regularmente como ha sido posible, obteniéndose una densidad media de una estación cada 5 km<sup>2</sup>. Las estaciones se han situado preferentemente en vértices geodésicos, cotas de nivelación topográfica y puntos característicos, tales como iglesias, estaciones de ferrocarril, puntos kilométricos y cruces de carreteras.

Del conjunto de todas las estaciones se han seleccionado unas cuantas, consideradas como bases, y de las cuales se ha partido para realizar los itinerarios diarios, sirviéndonos de referencia en cada uno de ellos.

Las bases se han elegido en función de su situación geográfica, de modo que a partir de ellas fuera fácil y rápido llegar a diversas estaciones, e interés gravimétrico por haber sido medida anteriormente por el IGN o ser base de la red gravimétrica nacional.

En el levantamiento de nuestro mapa gravimétrico se han establecido ocho bases situadas en los siguientes puntos:

- Banyoles, cruce a Sta. Maria de Camós.
- Besalú, detrás de la iglesia de S. Martín.
- Castellfollit de la Roca, Ctra. N-160, cruce a St. Joan les Fonts.
- Olot, aparcamiento delante de las escaleras de la iglesia de S. Esteban.
- Sant Miquel de Capmajor, delante de la puerta principal de la iglesia.
- Mieres, en la última escalera que conduce a su iglesia-cementerio.
- Amer, en el andén de la antigua estación de ferrocarril.
- Girona, junto a la puerta del centro Automático de la Telefónica.

## Cálculo de la gravedad observada

Para la obtención del valor de gravedad observada que debe asimilarse a una estación considerada deben tenerse en cuenta y corregirse los siguientes parámetros:

- 1) Corrección del «efecto de marea»: tanto el Sol como la Luna —sobre todo esta última— ejercen un efecto de atracción sobre la superficie terrestre, efecto que es muy notorio sobre la superficie de los océanos. Del mismo modo la litosfera terrestre es sometida a esta atracción, lo cual provoca una variación en el

valor de la gravedad observada según el momento en que la midamos.

El efectuar la corrección lunisolar permite volver a la base con menor regularidad que si esta no se efectuase y asegura además un mejor cierre (J. Schoeffler, 1975).

En los días de medición para el presente estudio, la variación media registrada ha sido de  $\pm 0,09$  mGal, obteniéndose una amplitud máxima de 0,16 mGal, una amplitud mínima de 0,03 mGal y unos valores máximos de 0,13 mGal y mínimo de  $-0,08$  mGal.

El cálculo de la corrección de marea lo hemos efectuado aplicando el programa «PRETID» basado en las fórmulas de Longman (1959) para predecir mareas, en cualquier punto de la superficie de una Tierra rígida, para intervalos específicos de tiempo. En el programa se aplica un factor de elasticidad de 1,2 que intenta subsanar el error que supone considerar la Tierra como rígida (A. J. Rudman *et al.*, 1977).

2) Corrección de deriva: esta deriva es de tipo instrumental. Fundamentalmente es debida a tres causas:

- a — Fatiga de los resortes.
- b — Ligeros choques por transporte y manipulación del instrumento que desajustan los mecanismos.
- c — Leves (o no) variaciones de temperatura.

El comportamiento exacto de esta deriva no se conoce. Es propia de cada aparato y se admite como lineal para un intervalo corto de tiempo después de restarle el efecto de marea.

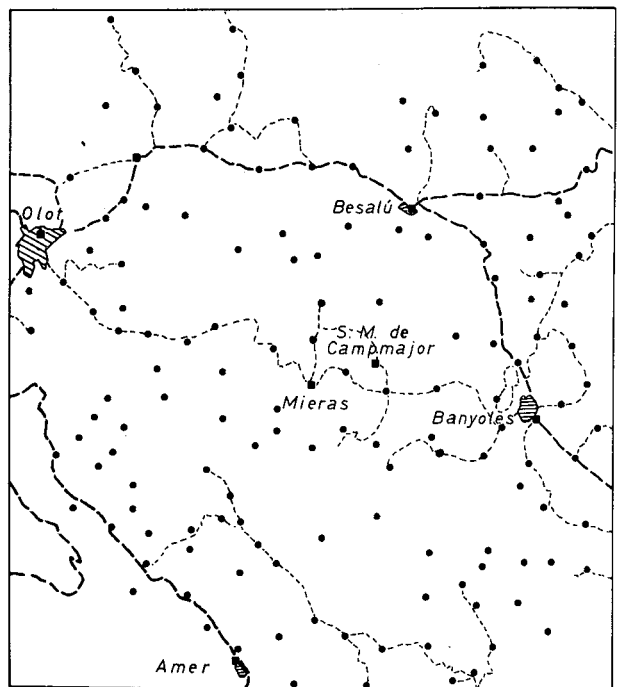
Por ello el procedimiento que se usa para corregirla es el de volver varias veces a la misma base durante un mismo itinerario.

3) Compensación de la red de bases: esta operación se realiza por dos motivos fundamentales: a) Para que cada base tenga un valor único y b) Para que si se ha cometido un error de medida en alguna estación, éste quede repartido entre todas ellas.

Varios son los métodos conocidos para compensar una red de bases, pero de todos ellos destaca uno por su sencillez y operatividad, no exenta de precisión. Se trata del método de los engranajes (R. Neumann, 1973).

Este procedimiento se basa en compensar los errores polígono a polígono, empezando por el que presente mayor error de cierre, hasta lograr que el cierre total sea nulo.

Dicho método es el que se ha usado en el presente estudio obteniéndose, como resultado final, las dife-



Escala :  
0 2 4 6 8 10 Km.

- Base gravimétrica.
- Estación gravimétrica.
- - - Carretera de 2º orden.
- - - Carretera de 3º orden.

Figura 3.— Localización de las estaciones de medida.

rencias que se expresan en la fig. 4 (las discrepancias entre las bases están expresadas en mGal, indicando la punta de la flecha en favor de quien se establece la diferencia).

4) Con las correcciones anteriores hemos equipado entre sí los valores de gravedad observada de las estaciones medidas. Para equiparlos a su vez con los valores absolutos de la red gravimétrica nacional, los hemos relacionado con la base que el Instituto Geográfico Nacional tiene en Girona.

#### Cálculo de la gravedad teórica

La gravedad teórica se define como la fuerza de la gravedad a la que está sometido todo punto de la superficie terrestre en función de la posición geográfica que ocupa.

Para su cálculo se han propuesto diversas fórmulas basadas todas ellas en los diferentes tipos de elipsoi-

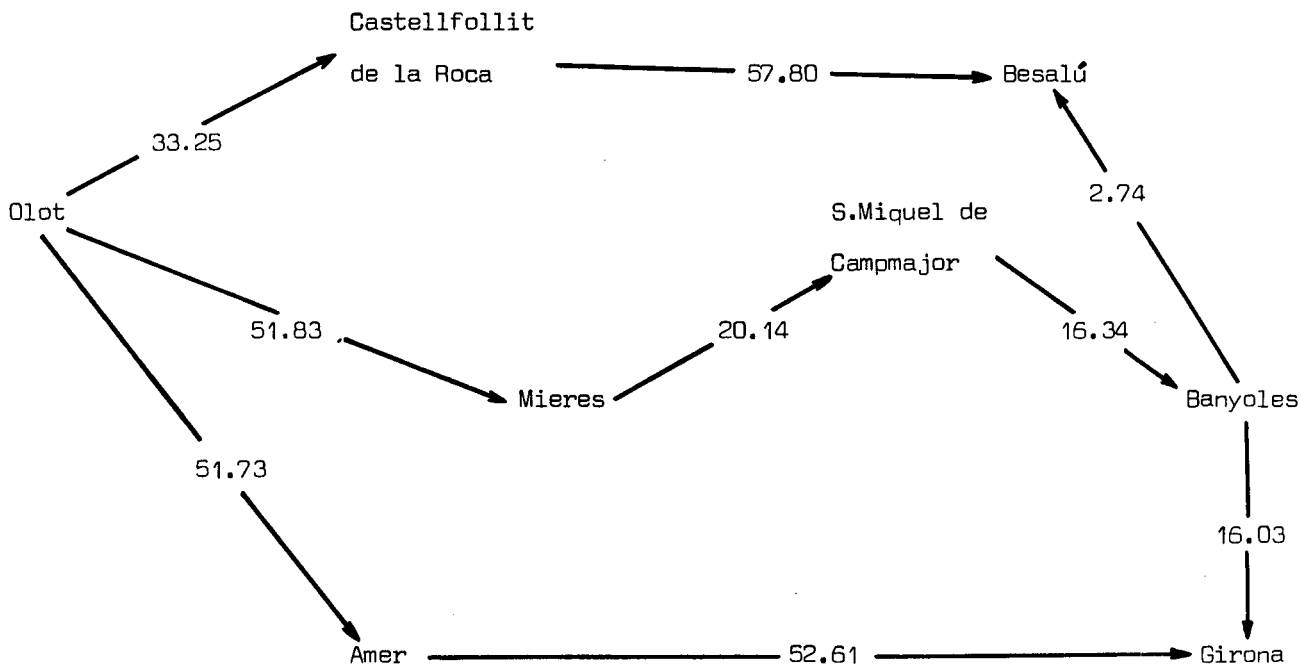


Figura 4.—Cierre de bases. Valores expresados en mGal.

des considerados como posible modelo terrestre. Todas calculan el valor de la gravedad teórica para cualquier punto de la Tierra, al nivel del mar y en función de su latitud geográfica.

En el presente estudio hemos utilizado la fórmula propuesta por la «International Union of Geodesy and Geophysics» en 1967, la cual considera la Tierra como un elipsoide de aplastamiento polar:  $f = 1/289,25$ . La expresión matemática de dicha fórmula es:

$$g_t = 978,0319 (1 + 0,0053024 \text{ sen}^2 \varnothing - 0,0000059 \text{ sen}^2 2 \varnothing) \text{ cm/s}^2$$

donde  $g_t$  es la gravedad teórica y  $\varnothing$  la latitud geográfica.

A partir de la fórmula propuesta por la I.U.G.G., no obtenemos el valor de la gravedad teórica en cada una de las estaciones, si no que obtenemos el valor en su proyección sobre el elipsoide de referencia.

Para calcular cual es realmente el valor de la gravedad teórica en cada estación es necesario efectuar una serie de correcciones o, mejor, de «reducciones» como propone E. Orellana (1978), al valor que se obtiene sobre el elipsoide de referencia. Estas reducciones son:

A) Corrección de FAYE, también llamada de aire libre.

Esta corrección pretende subsanar el error que se comete al calcular el valor de la gravedad teórica sobre el elipsoide de referencia en lugar de hacerlo sobre la estación considerada, con lo cual no tiene en cuenta el valor intrínseco de «g» en función de la posición —altura— que ocupa la estación.

B) Corrección de BOUGUER.

Esta corrección tiene en cuenta la atracción suplementaria que supone el espesor de terreno comprendido entre la estación y su proyección en el elipsoide de referencia. Para ello se considera el efecto gravimétrico producido por una losa horizontal de longitud infinita, de espesor igual a la altura de la estación y con una densidad media  $\rho$  (en nuestro trabajo hemos utilizado una densidad de  $2,67 \text{ g/cm}^3$ ).

C) Corrección topográfica.

Intenta subsanar el error cometido en la corrección de Bouguer al considerar el efecto gravimétrico producido por una losa horizontal, en lugar del producido por el relieve real.

En concreto trata de restituir el valor de la fuerza de gravedad añadido o sustraído por las zonas adyacentes del terreno situado por debajo o por encima —respectivamente— del nivel de la estación, que no

completan o que superan el volumen de la losa considerada en la corrección de Bouguer.

La corrección topográfica la hemos realizado siguiendo el método propuesto por S. Hammer (1939), considerando cinco zonas, las que van de la E a la I, que abarcan una superficie circular —con radio en cada estación— de 62,7 km<sup>2</sup> (4.468 m de radio externo y 170 m de radio interno). La fórmula propuesta por Hammer para calcular el valor de la corrección es:

$$\Delta g = 2\pi G\sigma[R_2 - R_1 + \sqrt{R_2^2 + H^2} - \sqrt{R_1^2 + H^2}]$$

donde:

$\Delta g$  = valor de la corrección topográfica (en mGal).

$\sigma$  = densidad.

$R_1$  y  $R_2$  = radio interno y externo, respectivamente.

$H$  = altura de la estación considerada.

#### Corrección y valoración de los datos de altura

Al ahora de efectuar cualquiera de las correcciones o reducciones sobre los valores iniciales de la gravedad teórica es imprescindible conocer cual es la altura topográfica de la estación. Teniendo en cuenta la sensibilidad instrumental del gravímetro sería conveniente conocer las alturas al nivel de cm. Esta precisión ha sido imposible de conseguir apoyándonos únicamente en la cartografía publicada para la zona, por ello y tratándose de un estudio regional hemos optado por la nivelación con un alfilerómetro de precisión.

El alfilerómetro usado es el modelo MDM-5 de la casa PAULIN. Tiene un rango de medida que oscila entre los — 100 y los + 2.500 m, estando dividido su dial en graduaciones de 0,5 m.

Este tipo de alfilerómetros suelen tener un error teórico de lectura de  $\pm 1,5$  m y un error de calibración de  $\pm 0,3$  % (P. Verheijen y D. Ajakaiye, 1980). En nuestro estudio se ha obtenido un error medio de 2,0 m, siendo el error máximo de 5,3 m.

Una vez calculados los valores de todas las reducciones a aplicar al valor de la gravedad definido por la «International Union of Geodesy and Geophysics» sobre el elipsoide de referencia, para trasladar dicho valor a cada estación concreta, definimos el valor de «gravedad teórica» como:

$$G_T = g_{I.U.G.G.} - C_F + C_B - C_T$$

( $g_{I.U.G.G.}$ : gravedad teórica, sobre el elipsoide de referencia definida por la International Union of Geodesy and Geophysics;  $C_F$  = Reducción de Faye;  $C_B$  = Reducción de Bouguer;  $C_T$  = Reducción topográfica).

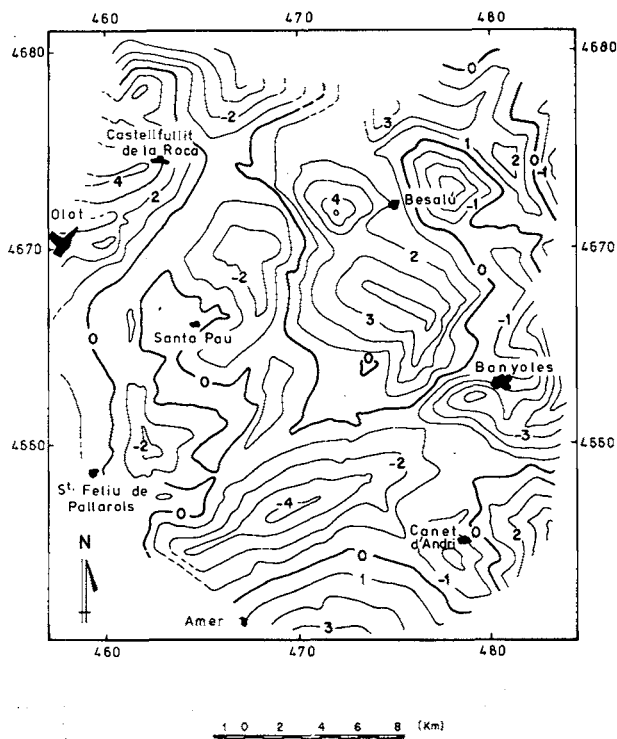


Figura 5.— Anomalía de Bouguer. Isonómalas expresadas en mGal. Espaciado entre curvas 1 mGal.

#### MAPA DE ANOMALIA DE BOUGUER

La anomalía de Bouguer se define como la diferencia entre la gravedad observada (medida con el gravímetro en campo) y la gravedad teórica calculada para cada estación (gravedad teórica calculada sobre el elipsoide de referencia y «reducida» al nivel de cada estación).

Basándonos en esta definición se han calculado los valores de anomalía Bouguer de la zona estudiada. De cara a visualizar mejor el reparto de anomalías se ha construido un mapa de curvas de isonomalía a partir de los valores de anomalía Bouguer obtenidos para cada estación (Fig. 5).

Para la obtención del mapa de anomalía Bouguer —así como de los mapas de anomalía regional y anomalía residual— se ha utilizado la técnica de cartografía automática por medio del programa Stempede (Gussow *et al.*, 1958).

La obtención de los mapas se realiza mediante la conversión de los datos de entrada, de distribución irregular, en valores de una malla cuadrada representados en los nudos de la misma.

La dimensión de la malla cuadrada depende de las características del mapa y de la distribución de los datos de entrada pero, aparte de criterios específicos,

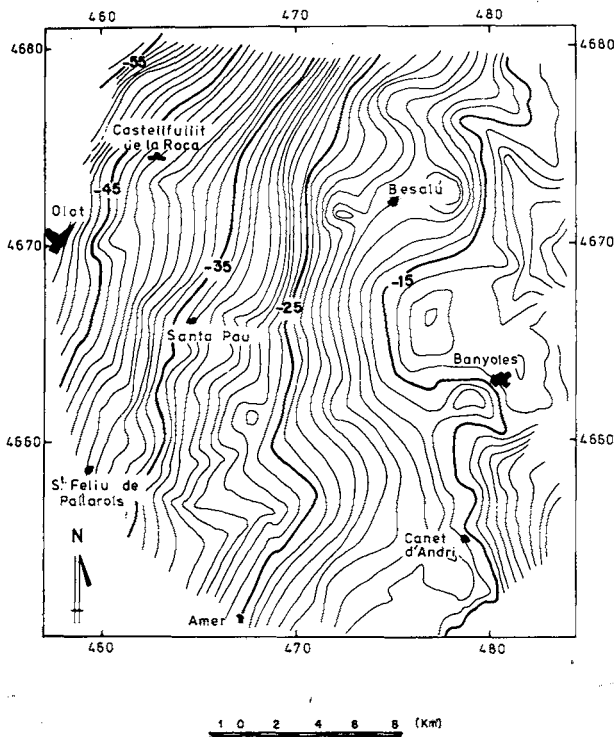


Figura 6. — Anomalía residual. Isoanómalas expresadas en mGal. Espaciado entre curvas 1 mGal.

el intervalo de la malla debe ser lo suficientemente pequeño como para permitir que los gradientes puedan ser representados como lineales en la distancia del intervalo. Para ello se ha de cumplir que:

$$d = \sqrt{\frac{(X_{\max} - X_{\min}) \cdot (Y_{\max} - Y_{\min})}{n}}$$

$$\frac{d}{4} < \text{malla} < \frac{d}{2}; \quad \begin{array}{l} X, Y: \text{Coordenada U.T.M.} \\ n: \text{Número de estaciones.} \end{array}$$

#### Discusión del mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer

Se observa un marcado paralelismo de las curvas isoanómalas en la dirección WNW-ESE, resultado del mayor peso específico que representa la anomalía regional sobre el conjunto de anomalía de Bouguer, en detrimento de la anomalía residual cuya única influencia apreciable, aparte de la presencia de dos máximos (positivo y negativo) cerca de Banyoles es distorsionar un poco la tendencia lineal de las curvas isoanómalas, de manera especial en la mitad este del mapa.

Los valores de anomalía Bouguer para la zona oscilan entre los  $-6,33$  mGal de la estación n.º 95, en

el límite SE, y los  $-56,92$  mGal de la estación n.º 38 en el extremo opuesto del mapa (límite NW), no existiendo por tanto valores de signo positivo.

Los mayores gradientes se observan en la zona N y W del mapa, alcanzándose valores máximos de 7 mGal/km en dirección este-oeste (entre las estaciones n.º 139 y 140), con una media para esta zona de 3 mGal/km.

Hacia el S y E, los gradientes se suavizan bastante, encontrando un mínimo de 0,5 mGal/km en el límite S del mapa y una media para esta zona de 1 mGal/km.

#### Separación de las anomalías regional y residual

El mapa de anomalía Bouguer obtenido (Fig. 5), es el resultado de la superposición de efectos gravimétricos de muy diferentes órdenes de magnitud. Este mapa representa el efecto gravimétrico, conjunto de todas las inhomogeneidades de densidad que existen por debajo de la superficie de medida.

De manera general y teniendo en cuenta la escala de trabajo, la anomalía Bouguer se considera la suma de dos tipos de anomalía:

- a) Una anomalía regional, atribuida a causas profundas (a nivel de corteza terrestre) y que, generalmente, influencia toda la zona estudiada o parte de ella.
- b) Una anomalía residual, atribuida a causas más superficiales y que en el mapa de anomalía Bouguer suelen estar difuminadas o camufladas por la anomalía regional, presentado una amplitud secundaria, pero siendo primarias en importancia (Grant, 1965).

De cara a resaltar con independencia los dos tipos de anomalía es necesario separar la anomalía regional de la anomalía residual. Esta separación es uno de los problemas principales que presenta la prospección gravimétrica.

La técnica más usual para la determinación de mapas de tendencia regional es el ajuste de los datos a superficies polinómicas, de manera que satisfagan el criterio de mínimos cuadrados.

Dicha técnica es la que hemos usado nosotros mediante el método de regresión múltiple denominado «Análisis de tendencia de superficies» (Trend Surface Analysis).

El análisis de tendencia de superficies puede definirse como un procedimiento objetivo por el cual cada observación se divide en dos partes: una asociada con las variaciones regionales sistemáticas, y otra asociada a las fluctuaciones aparentemente no sistemáticas que

están sobreimpuestas a los modelos de gran escala y que constituyen lo que hemos denominado como anomalías residuales.

### *Discusión del mapa de anomalía residual*

El mapa de anomalía gravimétrica residual se ha obtenido de la diferencia punto a punto, entre los mapas de anomalía Bouguer y anomalía regional ya definidos. Este cálculo se ha realizado mediante la función OPERATE, dentro del mismo programa STAMPEDE utilizado para el cálculo de la anomalía regional.

El resultado obtenido se presenta en la figura 6.

En general se observa un ligero predominio de las anomalías negativas sobre las positivas; oscilando el rango de valores entre los  $-5$  mGal al este de Banyoles, cerca de la estación 24, y los  $5$  mGal, valor centrado en la estación 141.

Es notoria la alineación de máximos, positivos y negativos, en dirección NNW-SSE, sobre todo en los dos tercios superiores del mapa. Dicha alineación coincide con la dirección principal de los accidentes tectónicos finiterciarios (en general N 160) (Kromm, 1967; Estévez, 1973; Riba, 1975, etc.).

En el tercio inferior del mapa aparece una amplia meseta negativa elongada en dirección WSW-ENE, que parece truncar en parte la alineación de máximos antes comentada, y que pudiera estar relacionada con una fractura del sustrato preeoceno (originada durante la compresión alpina), que según diversos autores (Kromm, 1967; Estévez, 1973, etc.), tienen una dirección predominante E-W.

Los gradientes más fuertes de todo el mapa de anomalía gravimétrica residual se encuentran en la zona este del mapa, y parecen claramente relacionables con la existencia de la falla de Banyoles.

En la parte central del mapa, el límite entre las mesetas elongadas norte-sur, negativa la del oeste y positiva la del este, parece estar producida la falla de Granollers de Rocacorba.

Hacia el norte dicha falla cambia el labio hundido, efecto que también parece quedar reflejado en el mapa de anomalía residual por el aumento de gradiente entre Sellent y Besalú.

El mínimo elongado en dirección N-S sobre Canet d'Adri parece estar relacionado con una pequeña fosa tectónica situada entre las fallas de Adri (al E) y Granollers de Rocacorba (al W).

Por último habría que destacar la poca influencia que sobre el mapa de anomalía residual de Bouguer tienen las emisiones basálticas, que en parte viene determinado por la densidad de malla con la que se ha trabajado. Tal vez la única zona donde su presencia

se hace notar sea entre las localidades de Olot y Castellfollit de la Roca, y aún ahí la influencia de las emisiones basálticas no parece ser el motivo principal de la anomalía, si no, más bien, la complejidad estructural de la zona.

### AGRADECIMIENTO

Los autores agradecen la colaboración del Dr. J. M.<sup>a</sup> Fontboté, Catedrático del Dpto. de Geomorfología y Tectónica de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona, por la revisión del apartado de Geología.

### BIBLIOGRAFIA

- DONVILLE, B., 1976: «Géologie néogène de la Catalogne orientale». *Bull. du B.R.G.M.*, 4 (3): 177-210.
- ESTEVEZ, A., 1970: «La estructura de La Garrotxa (Girona) en el sector comprendido entre Coma Negra y St. Joan Les Fonts. Relaciones entre zócalo y cobertera». *Cuad. Geol.*, 1: 123-133.
- ESTEVEZ, A., 1973: «La vertiente meridional del Pirineo Catalán al norte del curso medio del río Fluvià». Tesis Fac. de Ciencias. Granada. 514 p.
- GRANT, F. S. y G. F. WEST, 1965: *Interpretation Theory in applied geophysics*. McGraw-Hill Book Company. U.S. 584 p.
- GUEST, P. G., 1961: «Numerical methods of curve fitting». Cambridge University Press. London.
- GUSOW, D. W.; R. J. HUNTER; H. KORFAGE y B. BELLANT, 1968: «Surface technique annotation and mapping program for exploration, development and engineering (Stampede)». *I.B.M. Contributed Program Library*.
- HAMMER, S., 1939: «Terrain corrections for gravimeter stations». *Geophysics*, 4 (3): 184-194.
- INSTITUTO GEOGRAFICO Y CATASTRAL (Sección 1.<sup>a</sup>: GEODESIA y GEOFISICA-GRAVIMETRIA), 1959: «Red de observaciones con gravímetro de la provincia de Girona». Talleres del I.G. y C. Madrid, 36 p. + 3 map.
- KROMM, F., 1967: «Caractères géologiques principaux de la region d'Olot-Besalú (Province de Gerone-Espagne)». *Act. Soc. Linnéenne de Bordeaux*, Sér. B, 104, 17: 1-18.
- NEUMANN, R., 1974: *Cours de prospection gravimétrique (précédé d'une introduction à la prospection géophysique)*. Inst. Nat. Polytech. de Lorraine. 120 p.
- RIBA, O.; O. DE BOLOS, et al., 1976: *Geografía física dels Països Catalans*. Ed. Ketres. Barcelona. 225 p.
- RUDMAN, A. J.; R. ZIEGLER, et al., 1977: «Fortran program for generation of Earth tide gravity values». Ed. Dep. of Natural Resources. Geol. Surv. occasional paper 22. Indiana. 14 p.
- SCHOEFFLER, J., 1975: *Gravimétrie appliquée aux recherches structurales et à la prospection pétrolière et minière*. Ed. Technip. Paris. 288 p.
- SOLE SABARIS, LL., 1962: «Observaciones sobre la edad del volcanismo gerundense». *Mem. R. Acad. Cien. y Art. de Barcelona*, 3.<sup>a</sup> ép., n.<sup>o</sup> 695, 34, 12: 1-16.
- TOURNON, J., 1968: «Le volcanisme de la province de Gérone (Espagne). Étude des basaltes quaternaires et de leurs enclaves». Thèse doct. Paris. 128 p.
- VERHEIJEN, P. J. T. y AJAKAIYE, D. E., 1980: «Analysis of error in barometric elevations in northern Nigeria». *Geophysics*, 45 (7): 1144-1152.

Recibido, mayo 1984.