

# Aplicación del análisis espectral para la separación regional-residual de anomalías gravimétricas y aeromagnéticas en el SO del Macizo Ibérico

*Spectral analysis of gravity and aeromagnetic data in SW Iberian Massif and its application to the regional-residual separation*

N. Sánchez Jiménez, D. Gómez Ortiz, J. F. Bergamín y R. Tejero

Dpto. Geodinámica, Fac. CC. Geológicas, Univ. Complutense, 28040 Madrid. E-mail: snjnieves@eucmos.sim.ucm.es

## ABSTRACT

In this paper we present a method to separate anomalies corresponding to bodies at different depths, that is, a method to distinguish between regional and residual anomalies. This method is based on spectral analysis of gravity and magnetic anomaly maps. This analysis provides the mean depths at which the bodies that cause the observed anomaly are found. By means of these depth values and the frequency intervals obtained from the spectral analysis, Wiener type filters can be designed to elaborate anomaly maps in which only the effect of the bodies located at the calculated depths, regional and residual structures, is shown. This method has been used in a interesting zone of the southern Iberian Massif, in which an important gravity anomaly can be observed. The regional and residual maps obtained can be used to model the causative structures of these anomalies in another step of the research.

**Key words:** gravity and magnetic maps, spectral analysis, depths, filter, SW Iberian Massif

Geogaceta 23 (1998), 131-134

ISSN: 0213683X

## Introducción

Uno de los problemas clásicos en geofísica es el de la separación de las anomalías producidas por cuerpos de distintas características, lo que se ha venido denominando separación regional-residual. Existen diversos métodos ampliamente conocidos como son las prolongaciones analíticas, ajustes polinómicos y el análisis espectral, que presenta la ventaja frente a los anteriores de determinar la profundidad media a la que se encuentran las fuentes que producen las anomalías así como la eliminación de dichas anomalías del campo total, ya sea gravimétrico o magnético (Spector y Grant, 1970; Treitel *et al.*, 1971; Dimitriadis *et al.*, 1987; Tselentis *et al.*, 1988).

Este método se ha aplicado en una zona situada en la parte sur del Macizo Ibérico, caracterizada por una llamativa anomalía gravimétrica positiva respecto al resto del mapa de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica. Esta anomalía, centrada en el área de Castilblanco de los Arroyos, se localiza en el extremo sureste de las zonas de Ossa Morena (ZOM) y Surportuguesa (ZSP) (Fig. 1). La ZSP (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974) está constituida por materiales metasedimentarios y volcánicos en los que intruyen rocas plutónicas que se pueden dividir en tres grupos: rocas básicas y ultrabásicas, granitos y

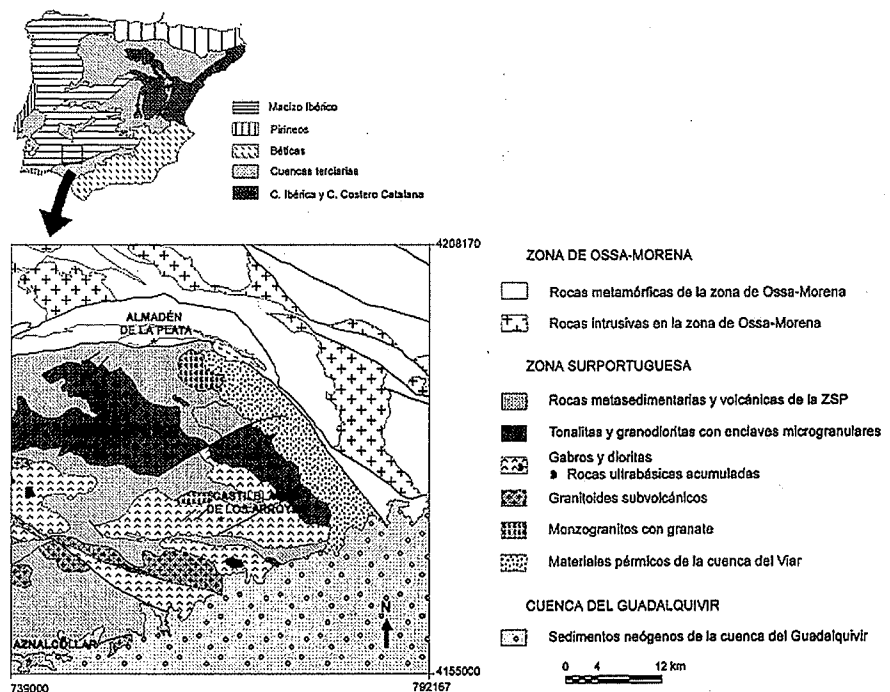


Fig. 1.- Mapa geológico y de situación del área de estudio.

*Fig. 1.- Geological and situation map of the studied zone.*

rocas intermedias. Las primeras son gabros y dioritas anfibólicas constituidas por plagioclasa y anfíbol fundamentalmente; aso-

ciadas a éstas aparecen pequeños cuerpos de rocas metamórficas y ultrabásicas acumuladas. Los granitos que aparecen en esta zona

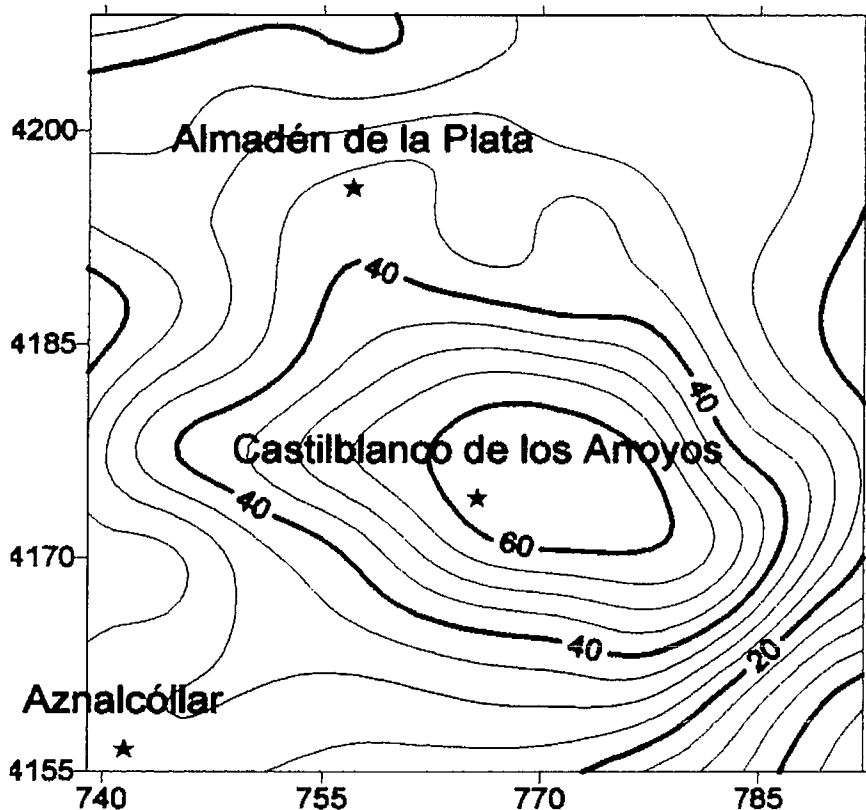
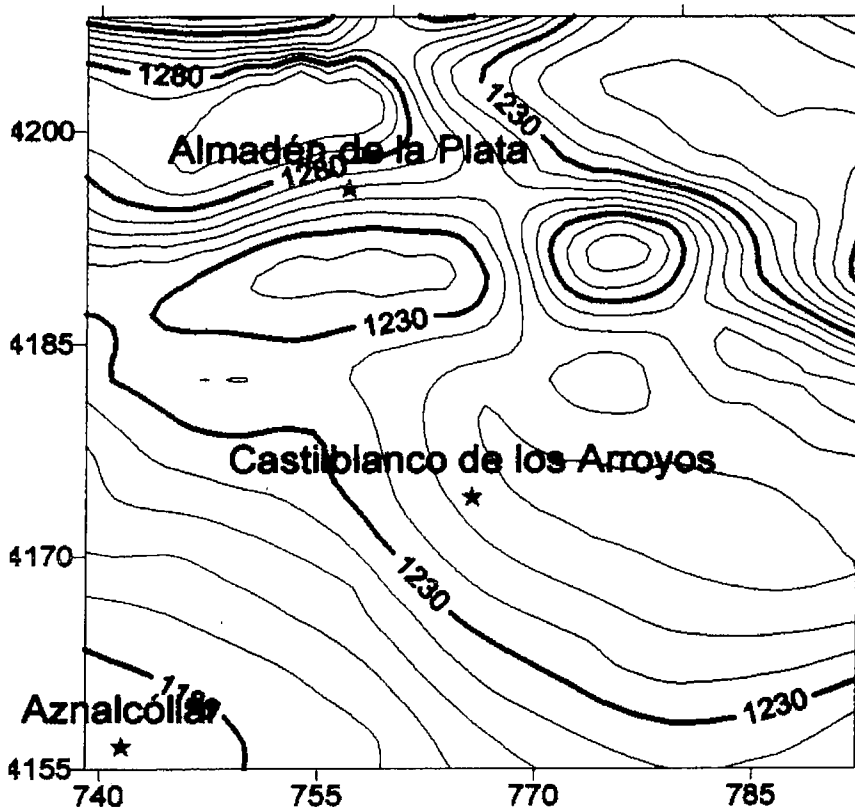


Fig. 2.- Mapa de anomalías de Bouguer. Valores en mGals. Equidistancia entre isolíneas: 5 mGals. Coordenadas UTM en km, huso 29.

Fig. 2.- Gravity anomaly map. Values are in mGals. Contour interval: 5 mGals. UTM coordinates in km, huse 29.



son de dos tipos: monzogranitos con granate y granitoides subvolcánicos. En cuanto a las rocas intermedias, son tonalitas y granodioritas con frecuentes enclaves microgranulares. En la parte norte afloran materiales de la ZOM, que incluyen pizarras, grauvacas, calizas y cuarcitas fundamentalmente. Hacia el sur aparecen materiales sedimentarios neógenos de la cuenca del Guadalquivir.

El mapa gravimétrico mostrado (Fig. 2) forma parte de un levantamiento gravimétrico que se ha llevado a cabo en el SW del Macizo Ibérico, con un promedio de 0.1 estaciones por km<sup>2</sup>. El valor de la densidad de reducción de la lámina de Bouguer es 2,72 g/cm<sup>3</sup>. La corrección topográfica ha sido calculada hasta 22 km. con el algoritmo de Kane (1962) y hasta 167 km. según Plouff (1977). El mapa muestra un intervalo de anomalías entre -8 y 64 mGals en un máximo gravimétrico bien definido.

El mapa aeromagnético (Fig. 3) se ha obtenido a partir del Mapa aeromagnético de España Peninsular (Ardizzone *et al.*, 1989), cuya altura de vuelo se mantuvo a 3000 metros sobre el nivel del mar. El campo de referencia utilizado es el IGRF-85. Este mapa muestra valores entre 1173 y 1309 nT.

El método utilizado en el proceso de interpolación para el trazado de los dos mapas es el kriging con deriva lineal, ya que los mapas obtenidos con este método son los que se ajustan con más precisión a los datos originales. El radio de interpolación es de 5500 metros.

La forma y magnitud de la anomalía no parece estar relacionada con la cartografía de las rocas aflorantes, y además las densidades medidas en estas rocas son similares a las de áreas adyacentes, en las que no existe anomalía positiva asociada, por lo tanto debe existir una fuente en profundidad que genere la anomalía. A partir de los datos gravimétricos y magnéticos y mediante el análisis espectral, se va a investigar la posible profundidad a la que está situada esta fuente y a determinar los campos regional y residual. Como apoyo se han utilizado también los datos aeromagnéticos para saber si estas anomalías están producidas por las mismas fuentes y la profundidad de éstas.

**Metodología**

En el caso más sencillo que podemos encontrar en el proceso de separación regional-residual mediante el análisis espectral de la señal geofísica, una anomalía representada por

Fig. 3.- Mapa de anomalías aeromagnéticas. Valores en nT. Equidistancia entre isolíneas: 10 nT. Coordenadas UTM en Km. huso 29.

Fig. 3.- Aeromagnetic anomaly map. Values in nT. Contour interval: 10 nT. UTM coordinates in Km. huse 29.

un perfil con los datos igualmente espaciados, podemos pasar del dominio del espacio al dominio de frecuencias mediante la transformada de Fourier de la señal geofísica. Si representamos el logaritmo neperiano del cuadrado de la amplitud de cada armónico, definido como espectro de potencia, frente a la frecuencia de cada armónico, podemos distinguir tramos de frecuencias para los que existe una relación lineal con las amplitudes. Este método se basa en que cada tramo lineal definido por un intervalo de frecuencias corresponde a una fuente que origina una anomalía, de manera que la pendiente de la recta está directamente relacionada con la profundidad de dicha fuente (Battacharya, 1966; Spector y Grant, 1970; Mishra y Naidu, 1974). En general, cuanto mayor es la pendiente mayor es la profundidad. El caso más frecuente es distinguir tres tramos correspondientes a una fuente más profunda que da lugar a una anomalía regional con longitudes de onda mayores, una fuente más somera que da lugar a una anomalía residual con menor longitud de onda, y un ruido representado por las frecuencias más altas. La suma del efecto de las tres fuentes genera el campo total observado. En el caso de que la anomalía esté definida por un mapa en vez de un perfil, se lleva a cabo una transformada de Fourier bidimensional obteniendo una serie de superficies armónicas. Para su representación en una dimensión se calcula el espectro radial a partir del espectro bidimensional, promediando el mismo mediante anillos concéntricos cuyos radios vienen definidos por las frecuencias angulares de cada superficie armónica.

A partir de una serie de datos que obtenemos del espectro radial, como son el valor del espectro de potencia que corresponde al ruido y, para cada frecuencia, la diferencia por un lado entre el valor del espectro radial y el ajuste lineal correspondiente a la fuente residual, y por otro la diferencia entre el valor del espectro radial y el valor del espectro de potencia correspondiente al ruido, definimos un filtro de tipo Wiener específico para cada caso concreto (Gupta y Ramani, 1980). Con la aplicación de este filtro al mapa de anomalía total, vamos a obtener el mapa que representa la anomalía generada por la fuente más profunda, cuya profundidad media conocemos a partir del estudio del espectro radial, y el mapa correspondiente al efecto producido por la fuente más somera, cuya profundidad media también se ha determinado por el mismo procedimiento. Ambos representan los mapas regional y residual de las anomalías de Bouguer y aeromagnéticas analizadas, con la ventaja frente a otros métodos de que se ha estimado el rango de profundidades de la fuente. Cada uno de estos mapas por separado puede ser posteriormente utilizado para modelizar la geometría de las fuentes que generan las anomalías calcu-

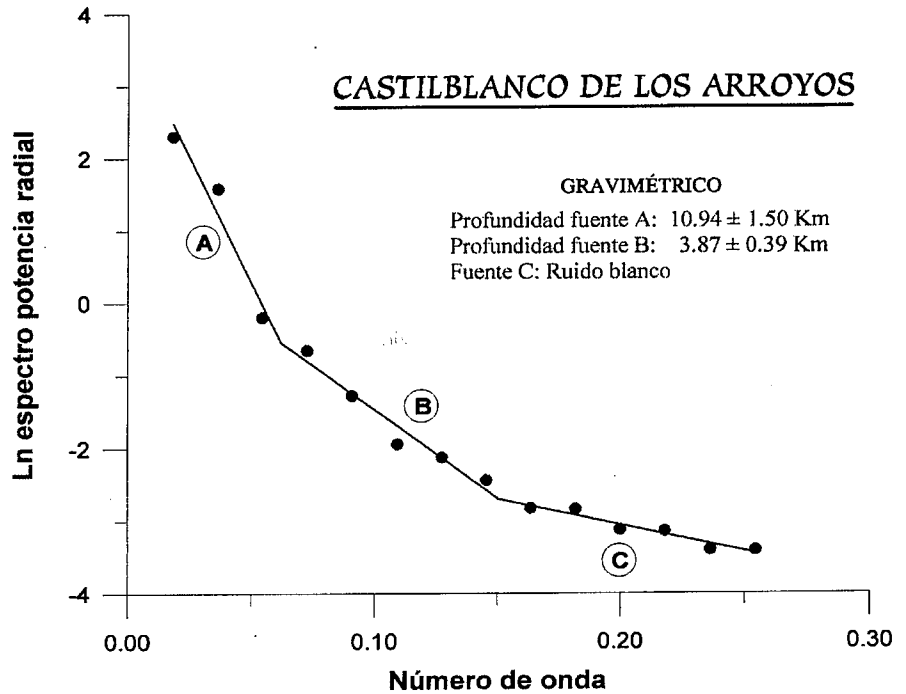


Fig. 4.- Espectro radial del mapa de anomalías de Bouguer.

Fig. 4.- Radial spectrum of the gravity anomaly map.

ladas, sin que se superpongan los efectos de unas y otras.

**Aplicación del método y resultados**

Se ha calculado la transformada de Fourier bidimensional tanto del mapa de anomalías de Bouguer como del mapa aeromagnético, para

lo cual se ha utilizado el programa FOURIER (Gómez, D., inédito) que proporciona tanto las amplitudes como las fases de cada superficie armónica, así como las frecuencias de dichas superficies. La malla utilizada ha sido de 30 filas por 30 columnas, lo que representa un espaciado de 1.833 m. A partir de estos datos se han obtenido los espectros radiales de cada

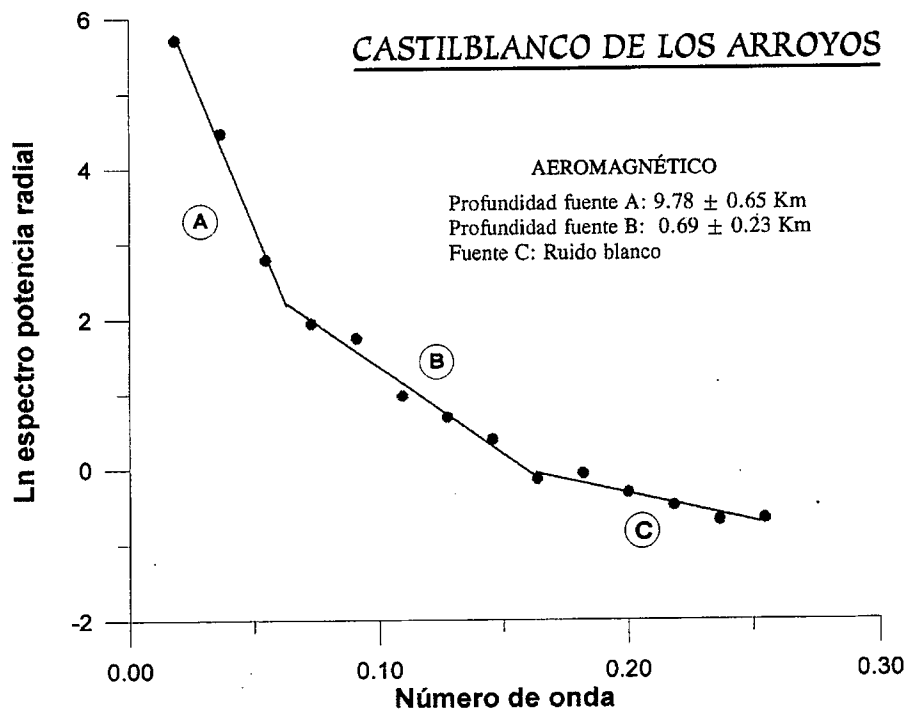


Fig. 5.- Espectro radial del mapa de anomalías aeromagnéticas.

Fig. 5.- Radial spectrum of the aeromagnetic anomaly map.

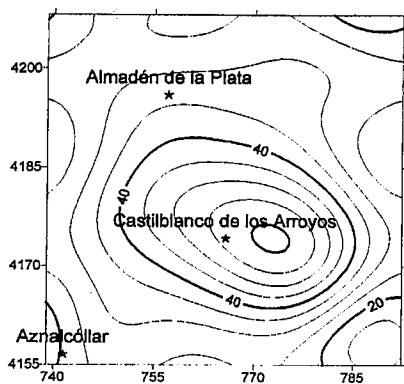


Fig. 6.- Mapa regional de anomalías de Bouguer. Valores en mGals. Equidistancia entre isolíneas: 5 mGals.

Fig. 6.- Regional gravity anomaly map. Values in mGals. Contour interval: 5 mGals.

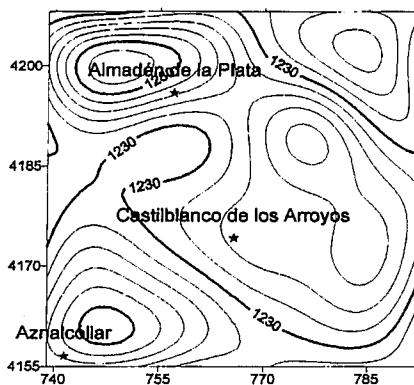


Fig. 7.- Mapa regional de anomalías aeromagnéticas. Valores en nT. Equidistancia entre isolíneas: 10 nT.

Fig. 7.- Regional aeromagnetic anomaly map. Values in nT. Contour interval: 10 nT.

uno de los mapas (Fig. 4 y 5) definiéndose tres tramos lineales en cada caso. Para el mapa de anomalías de Bouguer, la fuente más profunda (A en la figura 4) se encuentra a una profundidad media de 11 km., correspondiendo a un intervalo de frecuencias inferior a  $0.062 \text{ km}^{-1}$ , mientras que la fuente más superficial se encuentra a 4 km. de profundidad media (B en la figura 4) y produce una anomalía cuya frecuencia está comprendida entre  $0.062$  y  $0.15 \text{ km}^{-1}$ . El tramo C corresponde al ruido. En el caso del mapa aeromagnético y una vez corre-

gido el valor de la altura de vuelo (3.000 m) a las profundidades medias de las fuentes, obtenemos un valor medio de 10 km. para la fuente más profunda (A en la figura 5) que corresponde a frecuencias inferiores a  $0.063 \text{ km}^{-1}$ , mientras que el tramo B (figura 5) representa una fuente situada a 0.7 km. de profundidad media y su intervalo de frecuencias está entre  $0.063$  y  $0.165 \text{ km}^{-1}$ . De nuevo el tramo C está relacionado con el ruido.

Mediante la aplicación de un filtro de tipo Wiener diseñado a partir de estos datos y de los coeficientes procedentes del análisis espectral, se obtienen los mapas de anomalía de Bouguer (Fig. 6) y magnética (Fig. 7) correspondientes a la fuente más profunda sin el efecto añadido de otras fuentes más superficiales. Este mapa de anomalía de Bouguer presenta un valor mínimo de 12 y un máximo de 60 mGals. El mapa de anomalías magnéticas producido por la fuente más profunda muestra un intervalo de valores de 1175 a 1297 nT.

**Conclusiones**

El análisis espectral de los datos de anomalías de Bouguer y de anomalías aeromagnéticas proporciona una estimación objetiva de la profundidad media a la que se encuentran las distintas fuentes que generan el campo observado y permite obtener mapas regionales y residuales que reflejan el valor de las anomalías para distintos intervalos de profundidad. Estos aspectos son muy importantes cuando se investigan anomalías de fuentes no aflorantes.

En el caso analizado, la anomalía gravimétrica y aeromagnética situada en el área de Castilblanco de los Arroyos, las profundidades obtenidas mediante el análisis de ambos datos se encuentran en el mismo rango, 10-11 km., por lo que podemos deducir que están producidas por la misma fuente. Dado el carácter marcadamente positivo de la anomalía de Bouguer, estaría asociada a un cuerpo de alta densidad, un cuerpo de naturaleza básica emplazado en los niveles medios de la corteza. Por lo que respecta a las fuentes residuales, se obtiene una profundidad distinta para cada caso, indicando que se trata de fuentes distintas. En el caso de la anomalía gravimétrica residual, la fuente se encuentra a una profundidad media de cuatro km. Respecto a la anomalía aeromagnética residual, la pro-

fundidad media de la fuente que la produce es inferior al km., por lo que podría corresponder a los cuerpos plutónicos aflorantes en la zona.

A partir de los mapas filtrados, se puede modelizar la geometría de los cuerpos que generan las anomalías regionales sin los efectos de las residuales, y viceversa, es decir, se pueden realizar modelos de las fuentes más superficiales sin tener en cuenta el efecto de fuentes regionales más profundas, lo que constituiría el siguiente paso en la investigación.

**Agradecimientos**

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos PB94-1085 y PB94-0242 de la DGICYT. Durante la realización de este trabajo se ha producido el fallecimiento de nuestro compañero y amigo Juan Francisco Bergamín.

**Referencias**

Ardizzone, J., Mezcuca, J. y Socias, I. (1989): *Mapa Aeromagnético de la Península Ibérica*, I.G.N. 29 pp.  
 Battacharya, B. K. (1966): *Geophysics*, 31: 97-121.  
 Dimitriadis, K., Tselentis, G. A., Thanassoulas, K. (1987): *Computer Geosci.*, 13, 5: 549-560.  
 Gupta, V. K. y Ramani, N. (1980): *Geophysics*, 45, 9: 1412-1426.  
 Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. y Nabais Conde, L. E. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1: 1.000.000. Memoria explicativa*. IGME, 113 pp.  
 Kane, M. F. (1962): *Geophysics*, 27, 4: 455-462.  
 Lotze, F. (1945): *Geoth. Forsch.*, 6: 78-92.  
 Mishra, D. C. y Naidu, P. S. (1974): *Geophys. Prosp.*, 22: 345-353.  
 Plouff, D. (1977): *U. S. Geol. Surv. Open File Rep.* 77-535, 45 pp.  
 Spector, A. y Grant, F. S. (1970): *Geophysics*, 35, 2: 293-302.  
 Treitel, S., Clement, W. G. y Kaul, R. K. (1971): *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 24: 415-428.  
 Tselentis, G. A., Drakopoulos, J. y Dimitriadis, K. (1988): *J. Phys. Earth*, 36: 255-266.