

Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central

Gravity and structural models of Spanish Central System

R. Tejero, M.A. Perucha, A. Rivas y J.F. Bergamín

Dpto. Geodinámica, Univ. Complutense, 28040 Madrid

ABSTRACT

A gravity modelling of the Spanish Central System Crust has been carried out along two profiles. In order to constrain gravity modelling results Profile I runs along the Toledo-Salamanca seismic profile. Profile II trends perpendicular to the range trend. The seismic crustal model reproduced the Bouguer anomaly in a suitable way. The crust is thickening and the crust-mantle boundary descends between the Duero Basin southern zone and the central part of the Madrid Basin, from 32 to 35 km. Thickening occurs mainly in the middle crust, whose upper and lower boundaries exhibit a different geometry. The upper boundary appears upheaved, as well as the upper crust beneath the Spanish Central System. Two reverse faults limit this uplifted block. The lower boundary is deflected 3 km, like Moho surface. This crustal structure suggests that the Spanish Central System represents a crustal pop-up, related to a deep detachment, south-dipping, located between a depth of 12 to 20 km. Tertiary compression results of crustal shortening in the Iberian Plate interior.

Key Words: Gravity modelling, Spanish Central System, Crust, crustal detachment.

Geogaceta, 20 (4) (1996), 947-950
ISSN: 0213683X

Introducción

El Sistema Central es una cadena montañoso, con una orientación media ENE-OSO, que se extiende desde Portugal hasta el extremo occidental de la Cordillera Ibérica. Está constituido por un basamento hercínico, donde los afloramientos de la cobertera mesozoica orlan los márgenes en la zona oriental (Fig. 1). Estructuralmente es un bloque cortical elevado, consecuencia de la deformación de la placa Ibérica bajo un régimen compresivo durante la convergencia de Europa y África.

La estructura de la corteza del Sistema Central ha sido investigada mediante gravimetría (Rosales *et al.*, 1977) y sísmica de refracción (Suriñach y Vegas, 1988), obteniéndose modelos corticales diferentes. Mientras que en el modelo gravimétrico (Rosales *et al.*, op. cit.) la corteza no está engrosada, los datos sísmicos indican la presencia de raíces bajo la cadena, donde el Moho desciende 3km respecto a las áreas adyacentes.

La ausencia de raíces ha dado lugar a interpretaciones de su estructura alpina basadas en movimientos verticales que elevan el Moho (Alfá *et al.*, 1980), o en un arqueamiento de la corteza bajo un régimen compresivo (Vegas y Banda, 1982). Otros modelos estructurales en los que no se discuten las características de la corteza, consi-

deran el Sistema Central como una estructura en flor positiva (Megías *et al.*, 1983), o como un «rhom horst» (Portero y Aznar, 1984) formado en un régimen transpresivo. Warburton y Alvarez (1989) explican la estructura de la Sierra del Guadarrama mediante un modelo de cabalgamientos y señalan la contradicción existente con una corteza no engrosada. Esta interpretación coincide con la que Ribeiro *et al.* (1990) proponen para la Cordillera Central portuguesa, a la que definen como un «pop-up» cortical relacionado con una superficie de despegue profunda.

El engrosamiento de la corteza bajo el Sistema Central ha sido explicado mediante una deformación por cizalla pura de la corteza inferior, canalizada por una franja asociada a una zona de cizalla simple, donde tendría lugar la rotación y la fracturación de bloques desde el Cretácico superior hasta el Mioceno medio (Vegas *et al.*, 1990). Estas deformaciones dan lugar a la formación de relieves y a la estructura del Sistema Central.

Datos estructurales y gravimétricos posteriores indican la existencia de fallas inversas que afectan a la corteza superior (Babín *et al.*, 1993), considerando De Vicente *et al.* (1992) el Sistema Central como un «pop-up» cortical. Continuando estas investigaciones, se ha realizado una modelización gravimétrica de la corteza

de la cadena basada en los datos geofísicos existentes, discutiendo la compatibilidad de los resultados con los modelos estructurales propuestos.

Modelos gravimétricos

La modelización gravimétrica requiere establecer unas limitaciones de partida, limitaciones referidas a la geometría de los cuerpos y a los valores de densidad de los mismos. En nuestro caso, hemos utilizado el modelo cortical obtenido a partir de datos sísmicos de refracción (Suriñach y Vegas, 1988) para definir las formas de los cuerpos, teniendo en cuenta los datos aportados por otros estudios de la corteza superior (De Vicente *et al.*, 1992, Babín *et al.*, 1993). El modelo de densidad se ha elaborado con datos procedentes de distintas fuentes. La densidad de los cuerpos superficiales se ha establecido mediante la medida de este parámetro en muestras de rocas aflorantes, complementado con los valores asignados en modelizaciones previas (Bergamín *et al.*, 1994). Con todos ello se ha calculado una densidad media para el basamento hercínico y para las cuencas terciarias. En ausencia de otro tipo de datos, para el resto de la corteza se ha utilizado una relación empírica entre la densidad y la velocidad de las ondas P indicada por la sísmica de

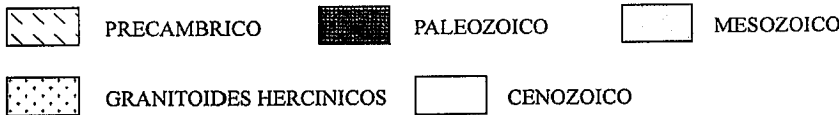
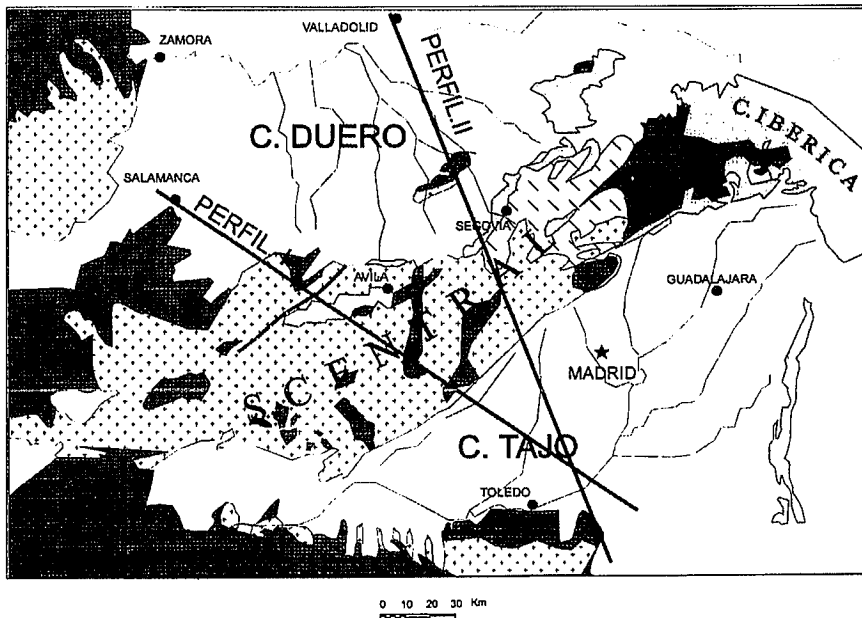
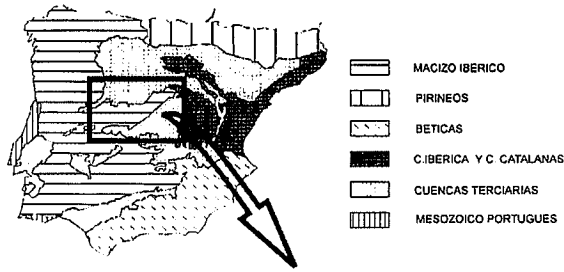


Fig. 1.- Situación geográfica y geológica del Sistema Central. Situación de los perfiles modelizados.

Fig. 1.- Geographical and geological setting of the Spanish Central System. Modelled profiles location.

refracción (Wollard, 1975).

Los valores de la anomalía de Bouguer de los perfiles gravimétricos modelizados se han obtenido del mapa gravimétrico de la Península y Baleares (I.G.N., 1976) (Fig. 2). La zona central de la Península Ibérica está definida por un mínimo, dentro del cual el Sistema Central está asociado a una inflexión de las isoanómalas que define un máximo relativo con respecto a los mínimos de las cuencas terciarias. La semilongitud de onda de este máximo relativo, según una dirección NNO-ESE, es de unos 90 km. En la zona nororiental, esta anomalía aparece delimitada por fuertes gradientes paralelos a las fallas que limitan el Sistema Central (Bergamín *et al.*, 1995).

En función de los objetivos y de las limitaciones expresadas anteriormente, se ha procedido a modelizar un perfil coincidente con el perfil de sismica de refracción Toledo-Salamanca (Suriñach y Vegas, 1988); y con los resultados obte-

nidos se ha realizado un modelo gravimétrico perpendicular a la dirección media de la cadena. La modelización se ha llevado a cabo en 2 1/2D mediante el programa GM-SYS.

Perfil I

Este modelo asume las características de los resultados de la sismica de refracción. Tal y como se propone en el perfil sísmico Toledo-Salamanca (Suriñach y Vegas, op. cit.), se ha considerado una corteza formada por cuatro capas de espesores 5,5, 5, 12, y 7 km. Las dos primeras capas corresponden a la corteza superior, representada por dos cuerpos de densidades 2700 Kg/m³ y 2680 Kg/m³ (velocidades de ondas P de 6,0 Km/s y 5,6 Km/s, respectivamente). El cuerpo de 2700 Kg/m³ engloba los afloramientos del basamento hercínico y de la cobertera mesozoica, cuya densidad ha sido calculada a partir de las densidades de las rocas de superficie. Por encima de este cuerpo se han diferenciado dos que repre-

sentan las cuencas del Duero y de Madrid, a lo que se le ha asignado una densidad de 2500 Kg/m³. La corteza media corresponde a un cuerpo de densidad 2800 Kg/m³ (vp = 6,4 km/s) que se dispone sobre una corteza inferior de densidad 2900 Kg/m³ (vp = 6,8 km/s). Al manto superior se le ha asignado una densidad de 3300 Kg/m³.

En el modelo de partida se han tenido en cuenta los datos geológicos y gravimétricos obtenidos en áreas adyacentes (De Vicente *et al.*, 1992; Babín *et al.*, 1993; Bergamín *et al.*, 1994). Los límites de las cuencas con el basamento y la cobertera mesozoica son planos que buzanan al Sur en el borde septentrional y al Norte en el borde meridional, correspondiendo a los cabalgamientos de los bordes N y S del Sistema Central.

Del resultado de la modelización (Fig. 3) se desprende que el modelo previo satisface la anomalía de Bouguer sin que haya sido necesario introducir modificaciones importantes. Se observan algunas diferencias en la potencia de las capas que no alteran las características generales. La corteza está constituida por cuatro cuerpos, de los cuales los dos primeros representan la corteza superior. La capa más superficial de esta tiene un espesor de 6 km en el extremo NO, aumentando bajo los Montes de Toledo a 7 km. Por debajo la capa de menor densidad (2680 kg/m³) presenta un espesor constante de 5 km. La corteza media tiene un espesor de 10 km bajo la cuenca del Duero y de 9 km en el extremo SE; se encuentra ligeramente adelgazada con respecto a los datos sísmicos, mientras que la corteza inferior alcanza un espesor de 12 Km frente a los 7 Km del modelo cortical sísmico. El máximo relativo situado en la parte central del perfil, se explica mediante un bloque levantado de corteza superior y media, elevándose el límite superior de la corteza media unos 3 Km. Los mínimos relativos adyacentes quedan justificados por la presencia de las cuencas terciarias. El mínimo regional se debe al descenso del Moho, que se sitúa a 35 Km de profundidad, y del límite superior de la corteza inferior. Este descenso crea un incremento de espesor en la corteza media de unos 3 Km. Es de destacar que el engrosamiento de la corteza media no se produce con la misma extensión en el límite superior y en el inferior. Mientras que en la parte superior está circunscrito al bloque elevado, en la parte inferior se extiende hacia el interior de las cuencas, en especial hacia la cuenca de Madrid. Por lo tanto, las raíces presentan una clara asimetría con respecto al Sistema Central.

Al ser el perfil oblicuo a la dirección del Sistema Central, hemos considerado necesario realizar un segundo perfil perpendicular a la cadena, con objeto de definir más exactamente la geometría y la extensión de las estructuras corticales.

Perfil II

Bajo las mismas premisas que el Perfil I, se ha modelizado un perfil gravimétrico (Perfil II) que discurre desde la cuenca del Duero, al N de Valladolid, hasta los Montes de Toledo (Fig. 4). Los resultados obtenidos en el Perfil I son igual-

mente válidos para ajustar las anomalías en esta sección normal a la cadena.

El Sistema Central constituye un bloque levantado en cuya base el límite superior de la corteza media asciende unos 5 Km. Este se extiende a lo largo de unos 80 km desde el límite N de los macizos que afloran en la zona S de la cuenca del Duero, hasta el límite Sistema Central-cuenca de Madrid. El descenso del Moho describe un arqueamiento que alcanza un máximo de 35 Km de profundidad, y que abarca unos 170 km desde la zona meridional de la cuenca del Duero, hasta el interior de la cuenca de Madrid, sobrepasando ampliamente el borde S del Sistema Central. El engrosamiento de la corteza media alcanza un máximo de 8 Km en la vertical. Lateralmente, esta capa varía de potencia, pasando de 10 Km bajo la cuenca del Duero a 9 Km en los Montes de Toledo, ambas en las zonas no engrosadas.

A partir del modelo, no se pueden precisar los buzamientos de las estructuras que limitan el bloque levantado, ya que el ajuste no es muy sensible a las variaciones en la inclinación de estos planos. Una modelización donde las estructuras de la corteza superior se traten con más detalle aportará datos más determinantes.

Ambos modelos gravimétricos confirman la existencia de una corteza media engrosada y la presencia de unas raíces extensas; el bloque levantado («horst» del Sistema Central s.l.) no está centrado con respecto a estas raíces, sino ligeramente desplazado hacia el NO.

La estructura cortical alpina del sistema central

A partir de los resultados de la modelización gravimétrica, se pueden inferir un conjunto de características de la estructura cortical alpina del Sistema Central:

- El Sistema Central constituye un bloque elevado de corteza superior, un «horst» inverso, donde los mayores relieves están situados en su parte meridional.

- La corteza varía de espesor, pasando de 32 a 35 Km. El engrosamiento se produce en la corteza media, cuyos límites superior e inferior presentan distintas geometrías.

- Las raíces se disponen de una forma asimétrica con respecto al bloque elevado, descendiendo el Moho unos 3 Km.

Basándonos en estos hechos y de acuerdo con modelos anteriores (De Vicente *et al.*, 1992), pensamos que la estructura cortical del Sistema Central se debe a la existencia de un cabalgamiento («detachment») cortical dirigido hacia el N, siendo su manifestación superficial mas característica la falla inversa que delimita su borde noroccidental. Un retrocabalgamiento asociado constituye la falla del borde meridional, definiendo ambas estructuras al Sistema Central como un «pop-up» cortical («horst» inverso). La geometría del ca-

balgamiento en profundidad, no queda restringida por los datos de la modelización gravimétrica. No obstante, el engrosamiento de la corteza media indica que en esta capa se encontraría una zona de rellano situado entre los 12 y 20 Km de profundidad, con un buzamiento bajo hacia el S. Los cortes compensados del Sistema Central (Warburton y Alvarez, 1989; De Vicente *et al.*; 1992), realizados a partir de datos de superficie, indican la existencia de un «detachment» que puede encontrarse a una profundidad entre 10 y 13 Km. El cabalgamiento ascendería mediante una rampa atravesando la corteza superior.

A menor escala, a este gran «detachment» intracortical

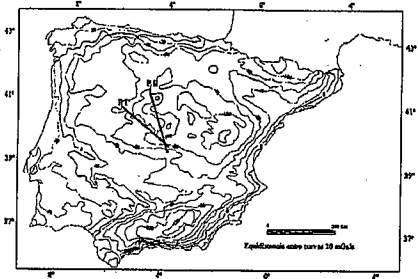


Fig. 2.- Mapa de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica (I.G.N., 1977) y situación de los perfiles modelizados.

Fig. 2.- Bouguer Anomaly Map of Iberian Peninsula (I.G.N., 1977) and gravity profiles location.

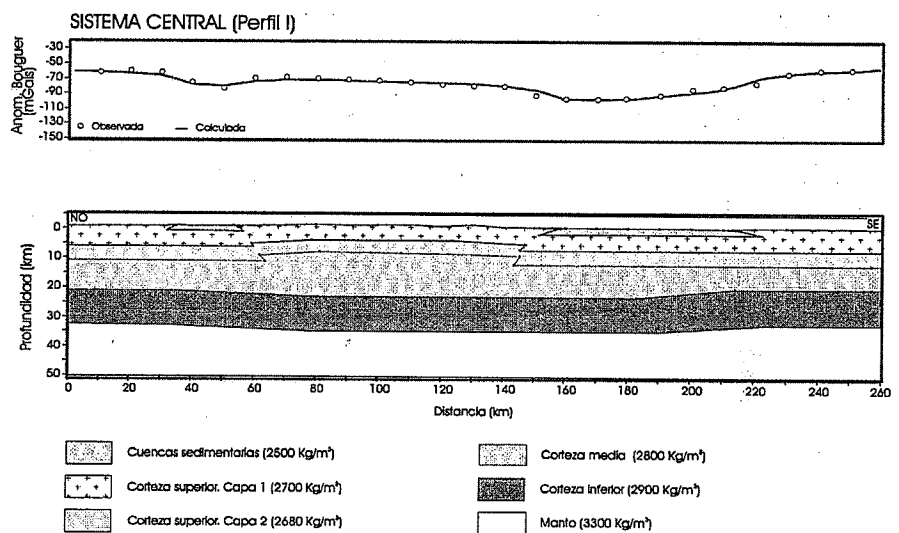


Fig. 3.- Perfil I. Este modelo coincide con el perfil sísmico Toledo-Salamanca. La corteza aparece engrosada entre la cuenca del Duero y la cuenca de Madrid, situándose el Moho a 35 km. El Sistema Central constituye un bloque elevado de corteza superior.

Fig. 3.- Profile I. This profile runs along the Toledo-Salamanca seismic crustal model. The crust thickens between the Duero and Madrid Basins. The Moho is depressed 3 km. The Spanish Central System is related to an uplifted upper crustal block.

irían a unirse las diferentes superficies de cabalgamiento que originan la estructura en bloques del Sistema Central.

Tal y como hemos indicado en la figura 5, el «detachment» atraviesa incluso a la corteza inferior y continúa probablemente a lo largo del límite corteza-manto. Parte de estas estructuras pueden aprovechar planos de anisotropías preexistentes: hercínicas y tardihercínicas. Un modelo similar es el propuesto por Ribeiro *et al.* (1990) para explicar las deformaciones intraplaca en Portugal. Estos autores sugieren la existencia de un despegue a lo largo del Moho que se prolonga desde las Cordilleras Béticas hasta la Cordillera Central, a la que definen como un «pop-up» cortical.

El descenso de la corteza inferior y parte de la corteza media bajo el cabalgamiento origina la raíz. En superficie da lugar a la formación del «pop-up» y de dos áreas adyacentes

deprimidas, cuencas del Duero y de Madrid. La menor altitud media de esta última y su mayor espesor de sedimentos (mayor subsidencia) estarían relacionados con la mayor prolongación de la raíz hacia el SE.

La estructura cortical del Sistema Central es consecuencia de la deformación de una zona intraplaca, bajo un régimen de esfuerzos compresivos, durante la convergencia de las placas Europea y Africana en el Cenozoico. Según De Vicente *et al.* (1994) la orientación del máximo acortamiento horizontal en la placa Ibérica es N155° (Mioceno medio-superior, fase Guadarrama) y da lugar a la formación del Sistema Central en el interior de la placa, y a la Cordillera Bética en el margen meridional de la placa. Utilizando el criterio de conservación de las áreas, en el perfil II se ha calculado un acortamiento de un 20%, semejante al obtenido por De Vicente *et al.* (op. cita) mediante la técnica de cortes compensados.

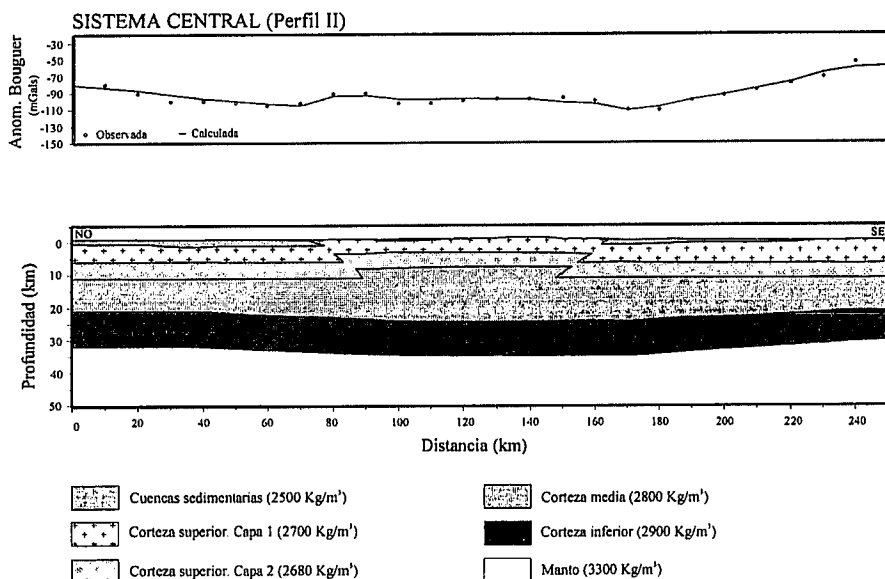


Fig. 4.- El Perfil II representa una sección perpendicular al Sistema Central. Como en el Perfil I, el engrosamiento de la corteza se produce fundamentalmente en la corteza media, que tiene unas geometrías diferentes en sus límites superior e inferior. El Moho descende más allá de los límites del bloque elevado que representa el Sistema Central.

Fig. 4.- Profile II shows the Spanish Central System crustal structure in a section perpendicular to the range strike. As in profile I middle crust appears thickening with different geometries in its upper and lower boundaries. Moho descends far from Spanish Central System limits.

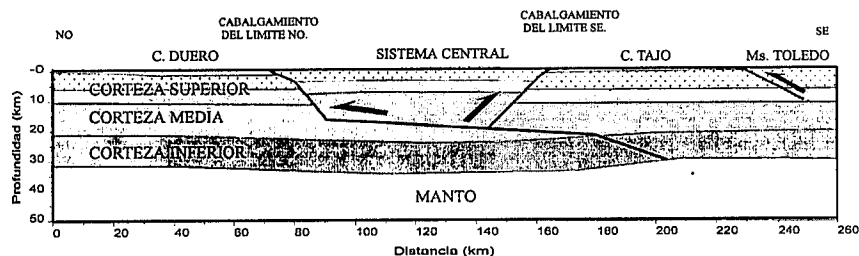


Fig. 5.- Esquema de la estructura cortical del Sistema Central interpretada en este trabajo.

Fig. 5.- Interpretative sketch of crustal structure of the Spanish Central System.

Conclusiones

Los modelos gravimétricos muestran que la corteza del Sistema Central está constituida por una corteza superior, formada por dos capas de densidades 2700 Kg/m³ y 2680 Kg/m³, una corteza media de densidad 2800 Kg/m³ y una corteza inferior de densidad 2900 Kg/m³. La corteza aparece engrosada y el límite corteza-manto describe un suave y amplio arco, prácticamente simétrico, cóncavo hacia arriba, descendiendo el Moho de 32 a 35 Km de profundidad.

El engrosamiento afecta principalmente a la corteza media y alcanza 8 Km. Sus límites tienen distintas geometrías, el inferior dibuja un gran arco, siguiendo la forma de la corteza inferior. El límite superior, por el contrario, presenta una for-

ma prácticamente plana que es desplazada hacia arriba por dos superficies inclinadas, interpretadas como dos cabalgamientos, que elevan un bloque de corteza superior correspondiente al Sistema Central.

La raíz presenta una extensión de unos 170 Km, desde la zona meridional de la cuenca del Duero hasta la zona central de la cuenca del Tajo, y una amplitud de 3 Km.

El Sistema Central constituye un «pop-up» cortical relacionado con un «detachment» profundo que afecta a la corteza media y posiblemente a la corteza inferior. El acortamiento cortical estimado para esta estructura es de un 20%. Esta estructura se genera en el marco de la tectónica compresiva que rige la deformación de la

Placa Ibérica durante parte del Terciario.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB-0242 G.G.I.G.Y.T.

Referencias

Alía, M., Babín, R., Cadavid, S., Capote, R., Carbó, A., Casals, M.J.F., Enrile, J.L.M., Escorza, C.M., y Ubanell, A.G. (1980). *Spanish Commission of the Geodynamics Project. Final report: 9-31.*

Babín, R., Bergamín, J.F., Fernández-Rodríguez, C., González-Casado, J., Hernández Enrile, J., Rivas, A., Tejero, R. y Vicente, G. (1993). *Bull. Soc. géol. France*, 164, 3: 385-393.

Bergamín, J.F. y Tejero, R. (1994). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 215-228.

Bergamín, Tejero, R., Gomez, D., y Sanchez-Serrano, F. (1995). *57 EAEG Conference, extended abstracts*, 1: P140.

De Vicente, G., González-Casado, J.M., Bergamín, J.F., Tejero, R., Rivas, A., Hernández Enrile, J.L., Giner, J., Sanchez Serrano, F., Muñoz, A. y Villamor, P. (1992). *Actas III Cong. Geol. de España*, 1: 284-289.

De Vicente, G., González Casado, J.M., Calvo, J.P., Muñoz Martín, A., Giner, J. y Rodríguez Pascua, M. (1994). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 175-190.

GM-SYS v.6.1. (1992). Paquete informático de tratamiento de datos gravimétricos. Northwest Geophysical Associates, Inc. P.O. Box 1063. Corvallis, OR 97339, USA.

I.G.N. (1976) Mapa Gravimétrico de la Península Ibérica y Islas Baleares. Escala 1:500.000.

Megías, A., Ordoñez, S., Calvo, J.P. (1983). *Rev. Mat. Procesos Geol. I*: 163-191.

Portero, J.M., y Aznar, J. (1984). *Congreso Español de Geología, III*: 253-263.

Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Manupella, G. and Papps, S. (1990). *Tectonophysics*, 184: 357-366.

Rosales, F., Carbó, A. and Cadavid, S. (1997). *Bol. Geol. Min.*, 88 (6): 567-573.

Surinach, E. and Vegas, R. (1988). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 51: 226-234.

Vegas, R. and Banda, E., (1982). *Earth. Evol. Sci.*, 2 (4): 320-343.

Vegas, R., Vázquez, J.T. and Marcos, A. (1990). *Tectonophysics*, 184: 357-366.

Warburton, J. y Alvarez, C. (1989). *Asoc. Geol. Geog. Esp. Petr.*: 147-155.

Wollard, G.P. (1975). Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters. *Bureau Gravimétrique Int. Bull. Inform.* 36, I: 106-110.