

Estudio gravimétrico de la cuenca terciaria de Sarria (Lugo – España)

Gravimetric study of the Tertiary Sarria Basin (Lugo-Spain)

MARTÍN-GONZÁLEZ, F.¹; INSUA, J. M.¹; CAPOTE, R.¹ & MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J.¹

Abstract

A gravimetric study has been carried out in the Sarria Basin and its surroundings. This survey provides new data concerning the relationship between the tertiary tectonic and its sedimentary deposits. This study shows as well the relevant gravity anomaly associated to the granitic massifs.

The data analysis confirms that the basin is organized by faults N 30° and N 50°, which also affect the granitic massifs and the variscan structures of the region. These faults are responsible for the tertiary basin depocentre and control its geometry and limits. The maximum current thickness for the basin is 200m. The main activity for this family faults is intratertiary.

Key words: Bouguer Anomaly Map, Gravity, Modelling, Sarria Basin, Tertiary Tectonic, Galicia.

(1) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio de Novais s/n, 28040 Madrid. E-mail: fidelmg@geo.ucm.es

INTRODUCCIÓN

La cuenca de Sarria se sitúa en la transición de los relieves alpinos de las Sierras del Caurel y Ancares con las llanuras gallegas de la Terra Cha lucense. La zona de estudio se sitúa al Sur de la provincia de Lugo. Las localidades más importantes que se encuentran en la zona son Sarria, Baralla, Samos y La Puebla de San Julián. En cuanto a su situación dentro de las clasificaciones realizadas para el Macizo Ibérico, está incluida dentro de la Zona Asturoccidental Leonesa de LOTZE (1945) y en la Zona III (Galicia Oriental) de MATTE (1968). La morfología del área de estudio se puede dividir en dos zonas, una situada al Oeste y con formas suaves y cotas entre 400 y 500m y otra que ocupa la parte oriental, más abrupta y con grandes desniveles y alturas que llegan en su cuadrante Sureste a los 1447m (Airibio). La cuenca de Sarria se encuentra, por tanto, en la articulación de estas dos zonas. Geológicamente se encuentra también en una zona de transición entre los materiales metamórficos de edad precámbrica y paleozoica, situados al Este, que caracterizan la zona Asturoccidental-Leonesa, y un área, al oeste, caracterizada por la existencia gran cantidad de plutones graníticos y granodioríticos (figura 1).

Respecto a las unidades litológicas que se encuentran en el área de estudio (figura 2) se diferencian dos grupos. Por un lado las rocas metamorfizadas y deformadas durante la Orogenia Hercínica junto con rocas granitoides tardihercínicas formando el basamento, y por otro lado materiales de edad cenozoica, discordantes sobre los anteriores.

Dentro del primer grupo se encuentran, el precámbrico de las Series de Villalba y Alba, formadas por esquistos de petrología muy homogénea y potencia en torno al millar de metros. La serie de Villalba, situada encima de la de Alba, presenta niveles anfibólicos discontinuos dispuestos paralelamente al plano de esquistosidad. A su vez toda la serie conforma el núcleo de un gran antiforme. Otras formaciones presentes son las formaciones paleozoicas, que en el área de estudio son de edad cámbrica y están representadas por las formaciones de Cándana y de las calizas de Vegadeo, ambas formando un gran sinclinal que atraviesa la parte noreste del área de estudio. Todo este grupo de metasedimentos está afectado por la Orogenia Hercínica que pliega y metamorfiza estos materiales. Las rocas plutónicas hercínicas son granodioritas en el Norte (Macizo de Neira y Macizo de San Julián) y granitos de dos micas en el Noroeste (Macizo de Sarria).

Se han descrito tres fases tectónicas hercínicas, una primera de pliegues mayores, isoclinales y con desarrollo de la esquistosidad principal, una segunda etapa con esquistosidad de crenulación local y amplios pliegues de escala cartográfica, y una tercera que verticaliza la esquistosidad produciendo pliegues tipo *chevron* y *kink bands* en la escala mesoscópica y pliegues de escala cartográfica de dirección E-O. Las intrusiones de los macizos graníticos se dividen temporalmente en macizos precoces (Macizo de San Julián) que se emplazaron con anterioridad a la 2ª fase tectónica, los macizos sin-fase 3, como es el caso del Macizo de Sarriá, y los tardíos que intruyen con posterioridad a toda la defor-

mación (Macizo de Neira y Lugo) (APALATEGUI *et al.* 1976; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1980).

El segundo grupo litológico está formado por materiales terciarios discordantes sobre el sustrato ígneo y metamórfico. Forman el relleno de la cuenca de Sarria y varios afloramientos dispersos e irregulares de escasa potencia. Es en la cuenca de

Sarria donde estos materiales terciarios tienen mayor representación cartográfica (60 Km²) y espesor. Esta cuenca se ha interpretado como un pequeño graben controlado por fallas N 20° y N 30° donde las formaciones terciarias han tenido mayor desarrollo (APALATEGUI *et al.* 1976; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1980; VERGNOLLE, 1985). Los depósitos ter-

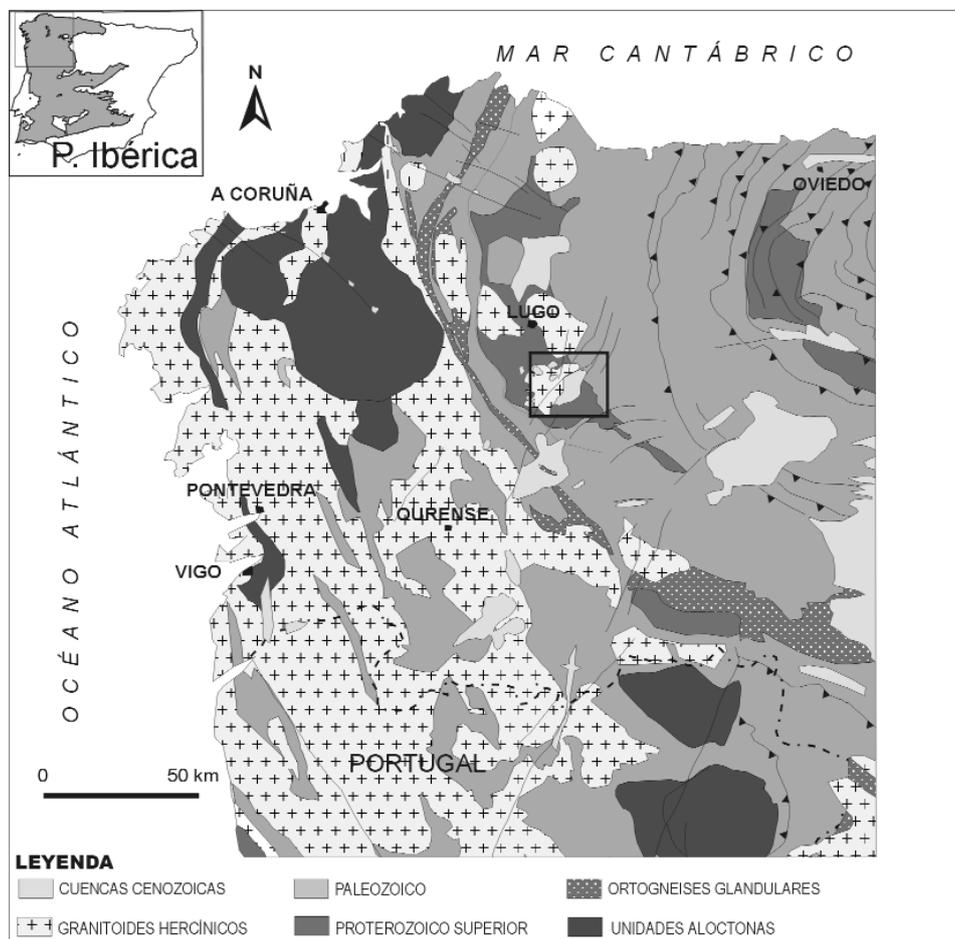


Figura 1. Esquema geológico del Noroeste peninsular con la situación del área de estudio.

ciarios se dividen en tres formaciones, una unidad inferior compuesta por una alternancia de arcillas, margas y calizas margosas (miembro inferior -Armea- BRELL, 1972), por encima una unidad formada por arcillas, arenas y gravas poligénicas con matriz arcillo-arenosa de matriz roja (miembro superior -Fuenteabuín- BRELL, 1972). Finalmente, discordante sobre las series anteriores, se encuentra una formación compuesta por gravas y areniscas con intercalaciones de lentejones de arcillas y arenas. La edad de todos estos materiales es controvertida dada la ausencia de fósiles y la inexistencia de estudios específicos con dataciones en esta zona. Así han sido utilizados únicamente métodos indirectos, como correlaciones mineralógicas, similitudes litológicas, asociaciones de minerales de la arcilla o semejanzas morfológicas con otras cuencas mejor conocidas (As Pontes y Roupas) o con los materiales de la Meseta Norte. Según estos estudios (MARTÍN SERRANO *et al.* 1996), los materiales más antiguos de la cuenca de Sarria datarían del Mioceno Inferior o incluso del Oligoceno.

Los estudios de tectónica terciaria en la región de Sarria son muy escasos frente al gran desarrollo que han tenido los estudios de tectónica hercínica. Los estudios de tectónica alpina de esta cuenca se enmarcan generalmente en análisis de carácter más regional, que proporcionan una información general. Por otro lado, el gran interés que despertaron la génesis y sedimentación de las cuencas terciarias gallegas por la posible explotación de lignito, no tuvo en la cuenca de Sarria (a diferencia de otras cuencas como As Pontes, Meirama o Xinzo de Limia) gran repercusión, debido

a la ausencia de indicios que aconsejaran su estudio en profundidad. Entre estos trabajos destacan los de BIROT & SOLÉ SABARÍS (1954), ARTHAUD & MATTE (1975), BRELL & DOVAL (1979), MARTÍN SERRANO (1979 y 1982), VERGNOLLE (1985), SANTANACH (1994), CAPOTE *et al.* (1999) y MARTÍNEZ DÍAZ *et al.* (2001)

METODOLOGÍA DEL ESTUDIO GRAVIMÉTRICO

Los datos utilizados para la elaboración de los Mapas de Anomalías Gravimétricas proceden de un levantamiento gravimétrico realizado en la cuenca de Sarria y su entorno, en el que se han tomado medidas en un total de 381 estaciones (figura 3), en una superficie de 608 Km² y con una densidad de una estación por cada 1,59 Km². La distribución de las estaciones ha sido planificada de forma que esté muestreada toda la zona de forma homogénea, aunque las características del terreno hace que exista una distribución irregular en algunas zonas. La totalidad de las medidas se han realizado con un gravímetro Lacoste & Romberg, modelo G n° 953, que proporciona una precisión de $\pm 0,01$ mGal. La altimetría y posición geográfica de las estaciones se ha determinado mediante la utilización conjunta de altímetro barométrico y GPS con las respectivas correcciones de deriva y variaciones de presión y temperatura. En cada estación se han aplicado las correcciones clásicas de este tipo de estudios para poder hacer comparables las medidas tomadas en cada levantamiento. La corrección topográfica de cada estación se ha realizado en la Zona A (hasta

167 km en torno a la medida) con la estimación de la altura por observación directa en el campo, y en la Zona B (desde los 167 km hasta los 25 km) se ha efectuado la corrección por medio de la utilización de un modelo digital del terreno realizado para la ocasión con una resolución de 100 m. Las correcciones de aire libre y Bouguer se han realizado por los métodos clásicos. Se han obtenido así la anomalía de Bouguer completa para el conjunto de las estaciones, utilizando una densidad de reducción de 2.67 g/cm^3 . La discretización del Mapa de Anomalías se ha realizado por el método de *kriging* con un intervalo de isoanómalas de 0.1 mGal.

Se ha realizado la separación de la anomalía regional de la residual, aunque el mapa del residual no se incluye en este trabajo, con el fin de diferenciar los efectos que la tendencia de la corteza y otros factores regionales puedan ejercer sobre la anomalía que producen las estructuras y sedimentos mas superficiales. Para ello se ha realizado una separación regional-residual por métodos numéricos tales como el ajuste polinómico. Este método consiste en ajustar una superficie mediante mínimos cuadrados a la tendencia del mapa hasta obtener un polinomio de orden n que nos refleje esa tendencia variando muy poco los resultados. El estudio se ha realizado tanto sobre el Mapa de Anomalías de Bouguer obtenido en este trabajo, como sobre datos de carácter regional cedidos por el Bureau Gravimetrique International (B. G. I.). La diferencia entre los valores del regional y el de el Mapa de Anomalías de Bouguer ha dado el Mapa de Anomalías Residuales. Este mapa no ha sido utilizado finalmente en este estudio ya que atendiendo a la

estructura de la corteza en la región (CÓRDOBA *et al.* 1987; VEGAS & CÓRDOBA, 1988), no aporta sustancial mejora en la interpretación y pueden oscurecen parte de la información bruta obtenida en el Mapa de Anomalías de Bouguer. Esta información sí ha sido tenida en cuenta, sin embargo durante la modelización de los perfiles gravimétricos que se presentan mas adelante. La obtención del modelo sobre el perfil (figura 4) que mejor se ajusta a las anomalías de Bouguer, se ha llevado a cabo con la modelización en 2+1/2D basada en el método de TALWANI *et al.* (1959), usando los algoritmos descritos en WON & BEVIS (1987). En la modelización se ha considerado un modelo de corteza terrestre bidimensional sin curvatura que se extiende lateralmente hasta $+\infty$ y $-\infty$ en la dirección perpendicular al perfil y hasta 30.000 y -30.000 Km en la dirección del mismo, con el fin de evitar efectos de borde. Las densidades utilizadas en este estudio se han estimado a partir de los trabajos de BERGAMIN (1985), AUDRAIN *et al.* (1989), YENES *et al.* (1995), GÓMEZ ORTIZ (2001) y CAMPOS (2002).

INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

Para la interpretación de los datos gravimétricos se han utilizado, por un lado, el Mapa de Anomalía de Bouguer obtenido, las modelizaciones del perfil (figura 4), y por otro lado, los datos procedentes del estudio geológico estructural de la cuenca y su entorno. Para el estudio geológico estructural se ha utilizado principalmente información procedente de la cartogra-

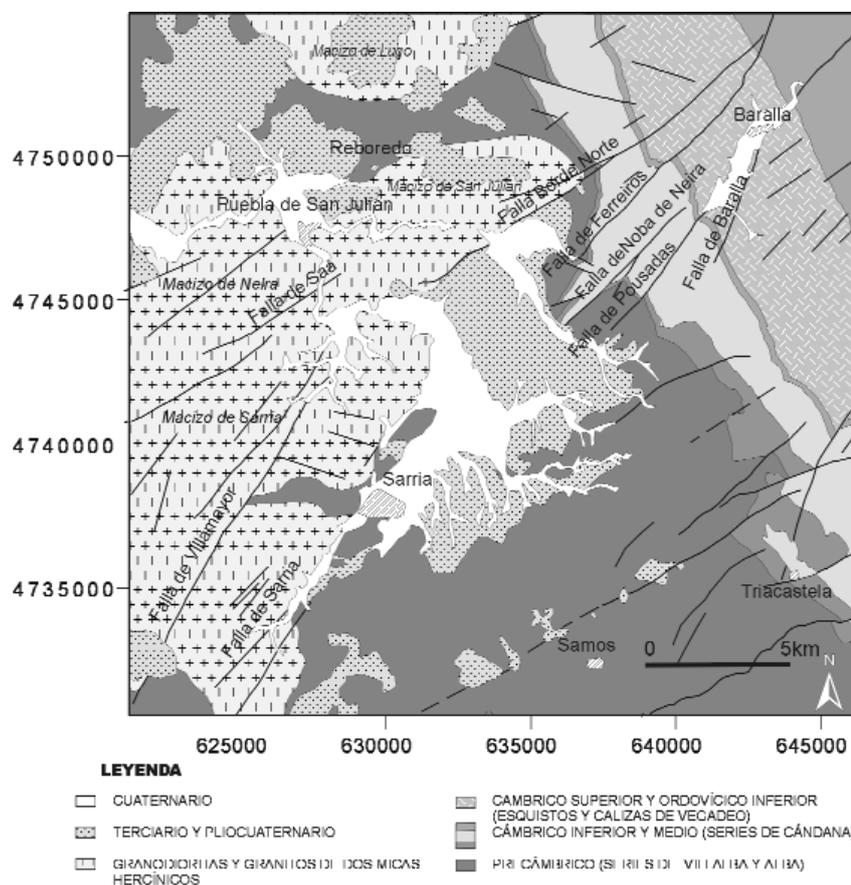


Figura 2. Mapa geológico del área estudiada en el que se observan las principales litologías y las principales fallas (mismas dimensiones que el mapa de la figura 3). Modificado de la cartografía de la Serie MAGNA.

fía de la serie MAGNA y de estudios propios de fotografía aérea, cartografía, modelos digitales del terreno y reconocimientos en campo.

El Mapa de Anomalías de Bouguer obtenido (figura 3) presenta unos valores máximos de -14 mGal y unos valores mínimos de -38 mGal. y se caracteriza por una importante anomalía negativa con forma elíptica que presenta los

valores más bajo. El gradiente general del mapa es hacia el NNO donde se encuentran los valores más altos, tendencia que corresponde con los datos del Bureau Gravimetrique International y los trabajos de CORDOBA *et al.* (1987), en los que se observa para toda la región de Galicia un aumento de los valores hacia la costa debido al adelgazamiento cortical.

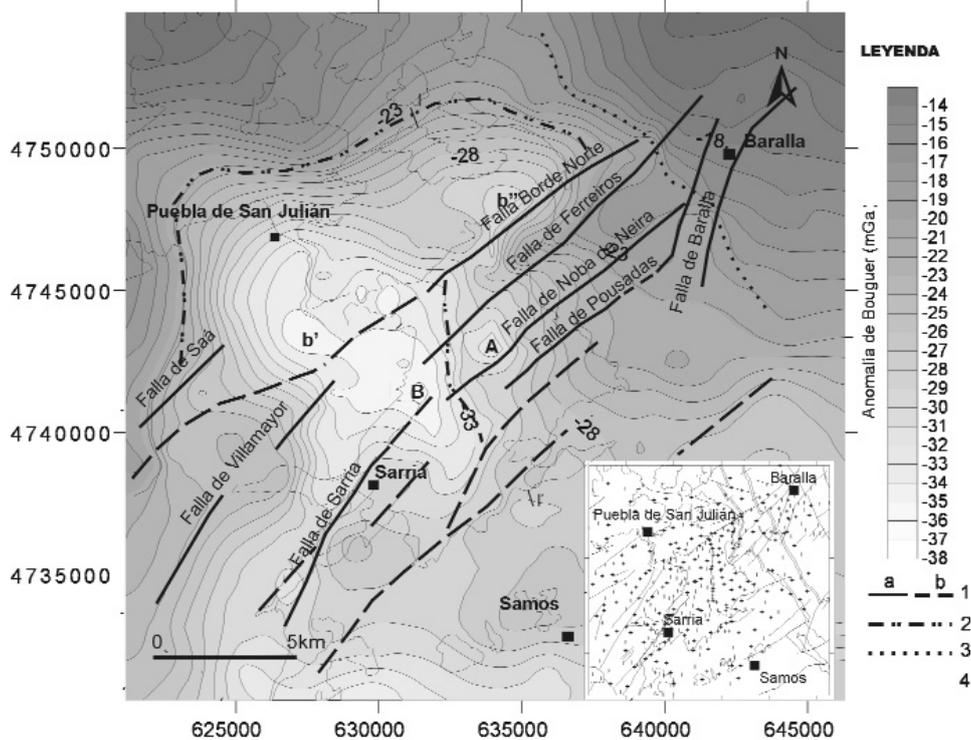


Figura 3. Mapa de Anomalías de Bouguer donde se han representado las principales alineaciones de gradientes: 1.- Alineaciones de gradientes asociados a fallas: a, presentan correspondencia con fallas cartografiadas de la figura 2, b, no presenta correspondencia. 2.- Alineaciones de gradientes asociados a macizos graníticos. 3.- Alineaciones de gradientes asociadas al contacto entre materiales paleozoicos y materiales cámbricos. 4.- Contactos de los materiales cenozoicos de la figura 2. B.- Mínimo asociado a macizos graníticos: b', Macizo de Neira, b'', Macizo de San Julián. En el extremo inferior derecho se incluye el mismo mapa con los contactos del mapa geológico de la figura 2 y con los puntos gravimétricos tomados.

Los principales rasgos del Mapa han sido clasificados en cuatro grupos en función de su relación con las características geológico-estructurales de la región. Así se han distinguido:

- Anomalía asociada al Macizo Granítico (figura 3(2)(B)).
- Alineación de gradientes asociados a fallas de dirección Noreste Suroeste (figura 3(1)).

- Mínimo relativo asociado al depocentro de la cuenca de Sarria (figura 3(A)).

- Contacto entre los materiales Paleozoicos y Precámbricos (figura 3(3)).

Es de destacar que las formaciones terciarias que no se encuentran asociadas a la cuenca de Sarria carecen de reflejo en el Mapa de Anomalías de Bouguer.

Anomalía asociada al Macizo Granítico

Esta anomalía presenta el mínimo del Mapa de Anomalías de Bouguer con -38 mGal y una extensión de 15 Km. en su eje mayor (figura 3)(B)). La morfología de la anomalía se puede dividir en dos sectores. En el sector Norte la forma de la anomalía responde a la geometría del granito, observándose una perfecta correlación entre la forma de la anomalía y la traza cartográfica de este. Los sectores central y sur de la anomalía por el contrario no presentan una geometría continua ya que está seccionada por las fallas del Borde Norte, de Ferreiros, Sarria, Villamayor, Saá y Pousadas, de dirección NE-SO, perdiendo así los contactos definidos y la geometría continua que se observa en el sector Norte. Estas fallas desplazan y hundén el cuerpo granítico, produciendo nuevos mínimos relativos y generando alineaciones de gradientes de dirección NE-SO que rompen y desplazan en pequeños entrantes y salientes los gradientes más continuos que sin ellas tendría el granito. Así se observa como la Falla del Borde Norte corta al Macizo Granítico (figuras 2 y 3) poniéndolo en brusco contacto con los materiales precámbricos. La morfología de estos macizos en profundidad ha respondido a una modelización en forma de "seta", con una raíz que no aparece en el perfil interpretado (figura 4). Otra característica del macizo granítico es la aparición de mínimos relativos en el sector Norte debidos a la distinta estructuración del macizo, que si bien no suponen variaciones apreciables en la densidades de los cuerpos modelizados, sí pueden implicar una geometría compleja en profundidad. Así el macizo de San Julian (situado al Este del sector Norte) (figura 3(b")), es una granodiorita precoz que

intruyó antes que la granodiorita de Neira (situado al Oeste) (figura 3(b')) que lo hace con posterioridad y por tanto está menos deformado y puede presentar una morfología diferente en profundidad.

Alineaciones de gradientes asociados a fallas de dirección NE-SO

Uno de los rasgos más destacables en el Mapa de Anomalías de Bouguer es la alineación de gradientes de esta dirección que rompen la continuidad de los contactos de la anomalía del Macizo Granítico y de las direcciones hercínicas de la región. Estas alineaciones responden a fallas de la misma orientación y se correlacionan con fallas previamente cartografiadas (figuras 2 y 3(1)). Se trata de fallas de desgarre N 50° y N 30° , muy verticales que a lo largo de su longitud y en función de su orientación pueden presentar componentes normales o inversas llegando a presentar importantes desplazamientos en la vertical. Estas fallas son las responsables, en el mapa de anomalías, de la pérdida de continuidad en la forma de la anomalía gravimétrica del Macizo granítico produciendo los entrantes y salientes mencionados, así como de la aparición de un mínimo relativo fuera de la anomalía principal relacionado con el depocentro de la cuenca de Sarria.

Mínimo relativo asociado al depocentro de la cuenca terciaria de Sarria

Otro de los rasgos estructurales importantes del Mapa de Anomalías es un mínimo relativo (-34 mGal) al este del gran mínimo relacionado con el Macizo Granítico (figura 3(A)). Este mínimo gra-

nítico esta situado en el centro de los afloramientos terciarios que formaron la cuenca de Sarria. Aparece limitado por el complejo de fallas de dirección N 30° y N 50. Concretamente la falla de Noba de Neira por el Sur, penetra en la cuenca y puede ser prolongada hasta la falla de igual dirección cartografiada al Oeste de la misma, por medio de la alineación de gradientes. Esta falla sería un relevo de la

falla de Sarria. Por el Norte, el depocentro esta controlado por la falla de Ferreiros que se continua dentro de la cuenca tal y como indica este tipo de alineaciones (figuras 2 y 3). En la modelización realizada, la cuenca aparece articulada por fallas verticales que producen un salto acumulado de 200 m que responde al depocentro observado en el Mapa de Anomalías de Bouguer.

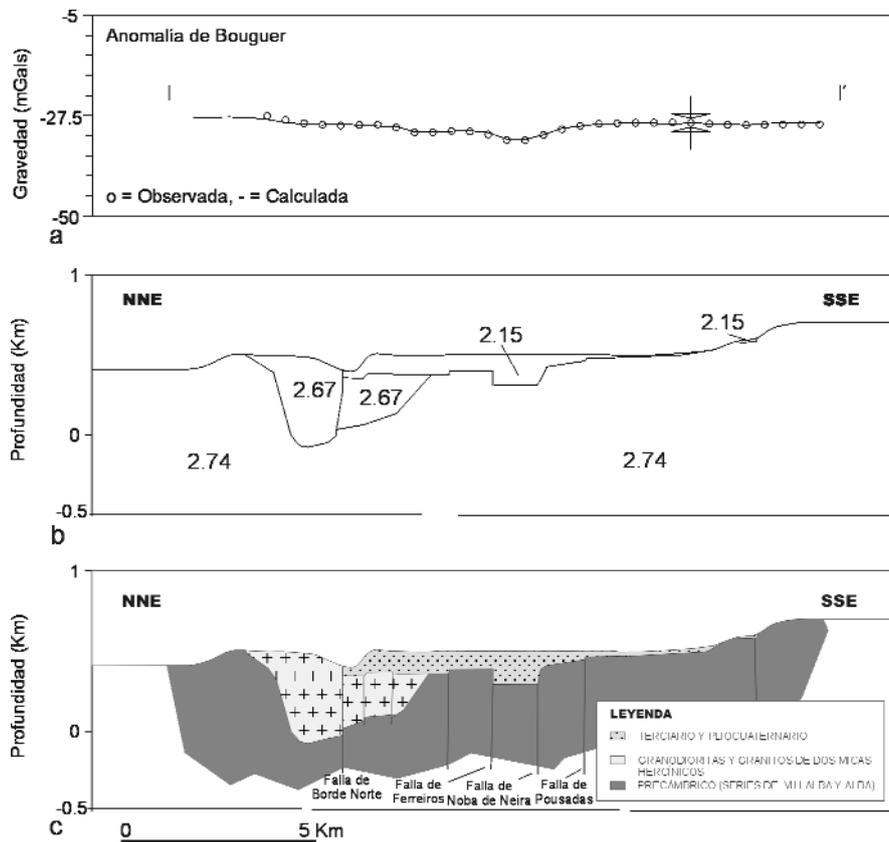


Figura 4. Modelo gravimétrico 2+1/2 D realizado sobre el Mapa de Anomalías de Bouguer. a, Perfil de anomalía observada y de anomalía calculada según el modelo. b, Modelo de densidades ajustado (densidades de cada bloque en gr/cm^3). c, Interpretación geológico estructural a partir del modelo de densidades.

Gradiente asociado al contacto entre los materiales Paleozoicos y Precámbricos

Sobre el Mapa de Anomalías de Bouguer se observa un importante gradiente hacia el NO que se corresponde espacialmente con el contacto entre los materiales del Cámbrico de la serie de Villalba y los Paleozoicos de las formaciones de Cándana (figuras 2 y 3(3)). Este gradiente da una alineación de dirección NO-SE que corresponde claramente con la traza cartográfica de la base de las formaciones cuarcíticas del Cámbrico Inferior. Esta alineación de gradientes está también afectada y deformada por la familia de fallas de dirección NE-SO, concretamente las fallas de Ferreiros, Noba de Neira, Baralla y Borde Norte.

Finalmente, cabe destacar que los afloramientos del Terciario que aparecen al Norte de la Cuenca (figuras 2 y 3), aunque en algunos casos con gran extensión cartográfica, no tienen reflejo en el Mapa de Anomalías, lo cual confirma que se trata de formaciones de poco espesor tipo pie de monte extenso. No se trata, por tanto, de cuencas individualizadas, sino retazos de formaciones más extensas separadas actualmente por la erosión.

La cuenca terciaria de Sarria

El presente estudio ha permitido evaluar las relaciones entre la sedimentación terciaria en la cuenca de Sarria y los afloramientos limítrofes, con la tectónica y las estructuras principales de la zona. La gravimetría ha reflejado que las fallas de desgarre de dirección N 30° y N 50° articulan la cuenca terciaria, compartimentando el sustrato de la misma y produciendo saltos en

la vertical de varias decenas de metros que, acumulados entre todo el cortejo de fallas, suponen al menos los 200m. de espesor de sedimentos de la cuenca (figuras 3 y 4). Más en detalle, se observa que las fallas de Noba de Neira y su posible relevo en la de Sarria, en el Sur, y la falla de Ferreiros en el Norte, son las que controlan el depocentro y que la estructuración del conjunto de la cuenca en "teclas de piano" está controlada por este cortejo de fallas. Estas fallas son muy verticales y presentan una componente principal de desgarre observada en campo, aunque según sean las condiciones locales presentan componentes verticales. Los desplazamientos en la vertical varían los espesores de la cuenca tal y como se observa de NNO a SSE. El borde Norte de la cuenca está limitado por una falla perteneciente a este cortejo, con clara expresión en el Mapa de Anomalías de Bouguer que limita los afloramientos terciarios de esta cuenca por el norte. La cuenca además carece de desarrollo apreciable de facies de borde en el límite norte. En efecto, la proximidad de calizas y margas (serie inferior) que requieren estabilidad tectónica para su formación es indicio de que parte del movimiento de esta falla se ha producido con posterioridad al depósito de los materiales terciarios de la cuenca. Por otro lado, en el borde sur es rectilíneo y subparalelo al borde norte de la cuenca y a las otras fallas que articulan la cuenca. Este borde meridional está asociado a un relieve y a un gradiente gravimétrico de igual dirección, aunque no ha sido establecido como un contacto por falla en la cartografía de la serie MAGNA, su geometría, permite pensar que este borde Sur fue también controlado por el grupo de fallas que articula la cuenca.

CONCLUSIONES

El estudio gravimétrico realizado en la cuenca de Sarria y su entorno, ha puesto de manifiesto las relaciones entre la tectónica alpina y los sedimentos y cuencas terciarias, así como su relación con la geometría de algunas unidades hercínicas. Los rasgos principales destacados en la gravimetría han sido, la geometría de macizos graníticos, el cortejo de fallas NE-SO que segmenta los macizos graníticos y la estructura hercínica, la articulación y control del depocentro de la cuenca terciaria de Sarria por este cortejo de fallas, y finalmente, la nula influencia en la anomalía gravimétrica de los depósitos terciarios no vinculados a la cuenca de Sarriá de gran extensión pero de poco espesor. La cuenca de Sarria, está controlada por fallas de dirección N 30° y N 50° que la limitan y hundén el sustrato en bloques que han sido identifi-

cados en las anomalías gravimétricas (figuras 3 y 4). Estas alineaciones de gradientes NE-SO han sido precisamente correlacionadas con fallas previamente cartografiadas. El depocentro de la cuenca se ha situado entre las fallas de Sarria, Noba de Neira y Ferreiros. Se estima un espesor de materiales terciarios actual de 200m. Las relaciones de las fallas con los materiales de la cuenca indican, por lo tanto, una actividad intraterciaria que debió prolongarse después de culminar el relleno de la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Carmen Rey, David Gómez y Rosa Tejero su ayuda en el tratamiento de los datos gravimétricos.

Recibido: 02-III-03
Aceptado: 12-VIII-03

BIBLIOGRAFÍA

- APALATEGUI, O. & CORRETEGÉ, C. (1976). *Baralla. Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Serie MAGNA (boja nº 98)* (ed. by I.G.M.E.), Madrid.
- ARTHAUD F. & MATTE PH. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics* 25: 139-171.
- AUDRAIN, J., AMICE, M., VIGNERESSE, J. S., & BOUCHEZ, J. L. (1989). Gravimétrie et géométrie tri-dimensionnelle du pluton granitique de Cabeza de Araya (extremadure, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309 (II): 1757-1764.
- BERGAMIN, J. (1985). *Interpretación geotectónica del área del Campo de Calatrava (Ciudad Real) basada en determinaciones gravimétricas*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense.
- BIROT, P. & SOLÉ SABARÍS, L. (1954). Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la Peninsule Iberique. *Pub. Inst. Geol. Univ. Barcelona*, 211: 61 pp.
- BRELL, J. (1972). *Estudio litoestratigráfico del Terciario del Oeste de Asturias y Galicia*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, 341 pp.
- BRELL, J. M. & DOVAL, M. (1979). Relaciones entre los sedimentos neógenos de Galicia y las alteraciones de su substrato. Interpretación paleoclimática. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 190-194.
- CAMPOS EGEEA, R. (2002). *Estudio geológico y gravimétrico de los granitoides de la antiformal de Cáceres: aplicación a la exploración de yacimientos minerales*. Junta de Extremadura, CIEMAT. Madrid.
- CAPOTE, R., MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J., VILLAMOR, P., & TSIGE, M. (1999). El marco tectónico de la sismicidad en el área de Sarria-Triacastela-Becerreá (provincia de Lugo). *I Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, IX Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*. Volumen: CDROM ISBN:84-95172-10-0.
- CORDOBA, D., BANDA, E., & ANSORGE, J. (1987). The Hercynian crust in northwestern Spain: a seismic survey. *Tectonophysics*, 132: 321-333.
- GÓMEZ ORTIZ, D. (2001). *La Estructura de la Corteza en la Zona Central de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, 352 pp.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92.
- MARTÍN SERRANO, A. (1979). El conocimiento del lignito del Terciario de Galicia; exposición y crítica. *Tecniterrae*, 31: 46-54.
- MARTÍN SERRANO, A. (1982). El terciario de Galicia. significado y composición cronoestratigráfica de sus yacimientos de lignitos. *Tecniterrae*, 48: 19-41.
- MARTÍN-SERRANO, A., MEDIAVILLA R. , & SANTISTEBAN J. I. (1996). *North-western Cainozoic record: present knowledge and the correlation problem. Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (ed. by D. F. Fried & C. J. Dabrio), pp.: 237-246. Cambridge University Press, Cambridge.
- MARTINEZ CATALÁN, J. R. & DE PABLO, J. G. (1980). *Sarria. Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Serie MAGNA (boja nº 124)* (ed. by I.G.M.E.).
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J., CAPOTE, R., TSIGE, M., MARTÍN-GONZÁLEZ, F., VILLAMOR, P., & INSUA, J. M. (2002). Interpretación sistotectónica de las series sísmicas de Lugo (1995 y 1997): Un caso de triggering en una zona continental estable. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15: 195-209.
- MATTE, PH. (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Trav. ab. Geol. Fac. Sci. Grenoble. Revue de Geol. Alpine*, 44: 1-128.
- SANTANACH PRAT, P. (1994). Las Cuencas Terciarias Gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 19: 57-71.
- TALWANI, M., WORZEL, J. L., & LANDISMAN, M. (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64: 49-59.
- VEGAS, R. & CÓRDOBA, D. (1988). Sobre la existencia de dos cuñas de corteza en Galicia oriental según resultados de sismica profunda. Implicaciones geodinámicas. *Geogaceta*, 5: 17-19.
- VERGNOLLE, C. (1985). Geometrie du remplissage sedimentaire des bassins de Sarria et

- Monforte (Galice, Espagne) et evolution geomorphologique regionale. *Melanges de la casa de Velázquez*, **XXI**: 331-346.
- WON, I.J. & BEVIS, M. (1987). Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran souboutines. *Geophysics*, **52**: 232-238.
- YENES, M., GUTIERREZ ALONSO, G., ÁLVAREZ, F., DÍEZ BALDA, M. A., & VIGNERESSE, J. L. (1995). Aproximación a un modelo gravimétrico en tres dimensiones (3D) de los granitoides del área de La Alberca-Béjar (Zona Centroibérica). *Revistas de la Sociedad Geológica de España*, **8** (1-2): 51-59.