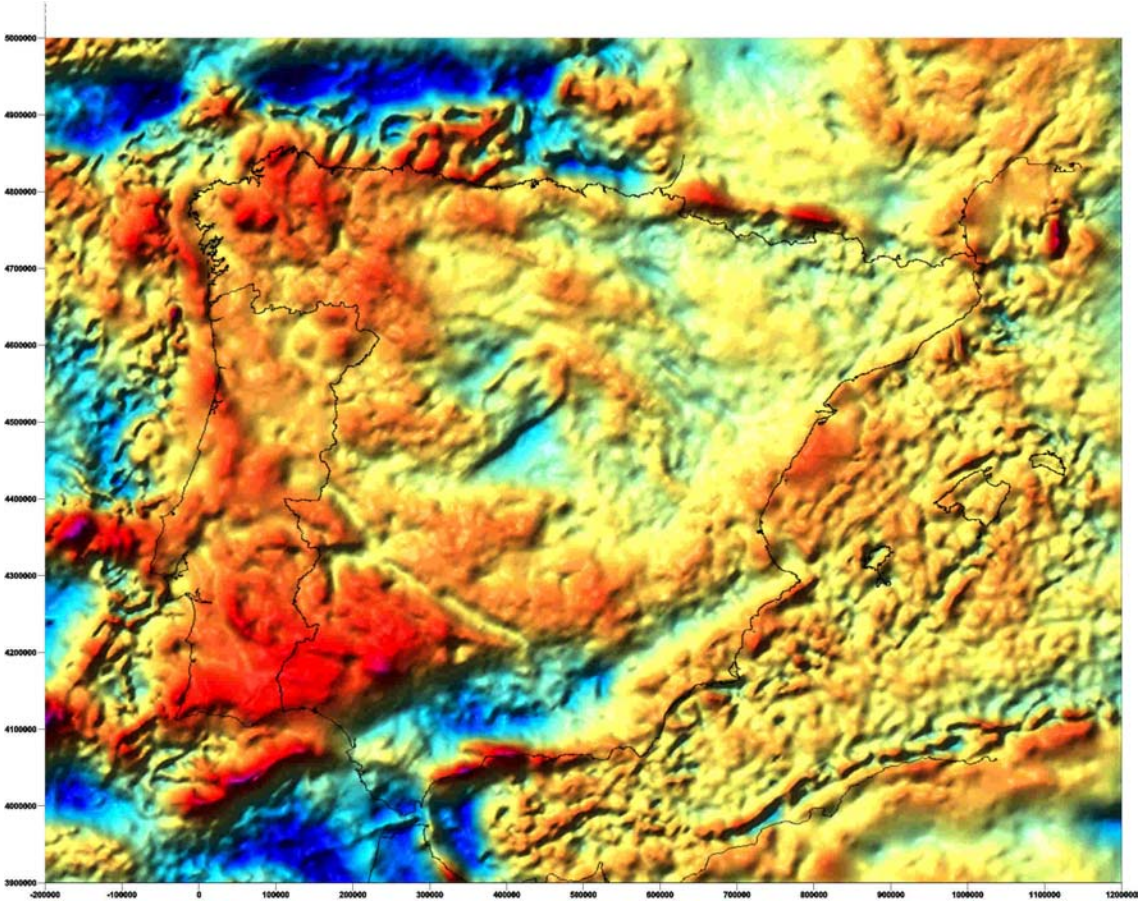
Diploma de Estudios Avanzados

Trabajo de Investigación

ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO E ISOSTÁTICO EN EL MACIZO HESPÉRICO



Directores:
Dr. Alfonso Muñoz Martín
Dr. Andrés Carbó Gorosabel

JUAN ÁLVAREZ GARCÍA

2002

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.....1

2. ANTECEDENTES.....4

3. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO.....8

4. CREACIÓN DE BASES DE DATOS GEOFÍSICOS.....14

4.1. DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS.....14
4.2. INTEGRACIÓN EN BASES DE DATOS.....15

5. MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER.....18

5.1. GRAVEDAD TEÓRICA Y REDUCCIONES GRAVIMÉTRICAS.....18
5.2. CÁLCULO DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER.....22
5.3. MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER.....22
5.4. ANÁLISIS CUALITATIVO DEL MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER 23

6. ANÁLISIS ISOSTÁTICO.....28

6.1. MODELOS ISOSTÁTICOS.....28
6.2. PARÁMETROS EN EL MODELO ISOSTÁTICO DE AIRY-HEISKANEN.....30
6.3. CAMPO ISOSTÁTICO REGIONAL (CIR).....36
6.4. MAPA DE ANOMALÍAS ISOSTÁTICAS RESIDUALES (AIR).....36
6.5. ANÁLISIS CUALITATIVO DEL MAPA DE AIR.....38
6.5.1. MAPA DE PRIMERA DERIVADA VERTICAL.....42
6.6 ANÁLISIS CUANTITATIVO DEL MAPA DE AIR.....44
6.6.1. ANÁLISIS ESPECTRAL.....44
6.6.2. MAPA DE MÁXIMO GRADIENTE.....47

7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....52

7.1. ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS MAPAS GRAVIMÉTRICOS.....52
7.2. INTEGRACIÓN CON OTROS DATOS GEOFÍSICOS.....55
7.3. CONCLUSIONES.....60

8. BIBLIOGRAFÍA.....63

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.

Tanto la composición como la estructura superficial del Macizo Hespérico han sido estudiadas en detalle, a lo largo de un dilatado período de tiempo, mediante las técnicas propias de la geología. Gracias a estos estudios geológicos se ha aportado una gran cantidad de información acerca del origen y evolución de este macizo que constituye el afloramiento de rocas paleozoicas más extenso de la Península Ibérica. Sin embargo, el estudio y conocimiento de la geología profunda del Macizo Hespérico mediante los métodos geofísicos no ha podido desarrollarse de manera similar. Este hecho puede atribuirse a la falta o escasez en la implantación de las técnicas geofísicas que, debido a su alto coste en algunos casos o debido a una falta de tradición en otros, no han sido utilizadas o tan sólo se ha comenzado a hacer, de manera satisfactoria, en los últimos cuarenta años.

Afortunadamente, en los últimos veinte o veinticinco años se han desarrollado un gran número de trabajos puntuales que aportan una información básica y fundamental sobre la geología profunda del Macizo Hespérico. Estos estudios están basados en técnicas geofísicas diversas tales como la sísmica de refracción-reflexión de gran ángulo, el magnetismo, los métodos eléctricos-electromagnéticos y la gravimetría. De esta manera ya se dispone de una caracterización profunda del macizo, en detalle, al menos en algunas zonas o en perfiles concretos.

Gracias al desarrollo de los estudios basados en campos potenciales (gravimetría y magnetismo) esta caracterización geológica profunda se ha podido realizar en áreas extensas, pasando de los estudios bidimensionales mediante perfiles (sísmicos, eléctricos, etc), a los estudios en tres dimensiones.

El desarrollo de este trabajo se encamina por esta línea de investigación. Fundamentalmente se trata de caracterizar composicional y estructuralmente la corteza del Macizo Hespérico mediante el análisis de datos gravimétricos y su integración en un mapa de Anomalías Isostáticas Residuales (en adelante AIR).

El objetivo es caracterizar los rasgos estructurales del Macizo Hespérico a partir de la realización de un mapa de anomalías isostáticas residuales a escala peninsular.

Además se intentará prestar especial atención en la discusión sobre la interpretación de este tipo de mapas, ya que un análisis simplista de esta información (sin contemplar la geología superficial), podría llevar a errores tales como la interpretación de todas las anomalías en términos de desequilibrios isostáticos.

Por último, se pretende analizar aquellas zonas que pueden reflejar un desequilibrio isostático bajo el campo de esfuerzos actual dando lugar a movimientos diferenciales entre las distintas unidades que forman la corteza.

Para conseguir estos objetivos es necesario alcanzar unos objetivos parciales y seguir un proceso metodológico que describimos a continuación:

1. Conocimiento del estado del arte con respecto al tema en cuestión. Para ello se ha recopilado y estudiado toda información disponible tanto en lo que se refiere a las características geológicas de la zona como a los estudios geofísicos previos y nuevas metodologías a aplicar.

2. Recopilación de los datos a utilizar. Si bien en este trabajo no se han tomado datos nuevos, si se ha recopilado una gran cantidad de información geofísica procedente de diferentes organismos públicos nacionales e internacionales.

3. Integración de la información en bases de datos homogéneas. Debido a que los datos proceden de diversos organismos ha sido necesario el reelaborar e integrar toda la información en nuevas bases de datos que aseguren una cobertura de calidad .

4. Elaboración de un Modelo Digital del Terreno (MDT). Este modelo es necesario para realizar la corrección topográfica en el cálculo de la anomalía de Bouguer. Además gracias a este modelo, mediante la técnica de las anomalías isostáticas residuales, podemos definir la distribución y geometría de las raíces isostáticas para poder calcular su efecto gravimétrico.

5. Realización de un mapa de anomalías de Bouguer a escala peninsular. Este mapa nos permitirá conocer la distribución de densidades tanto en la corteza como en el manto superior. Como complemento se construirá un mapa de anomalías de aire libre para poder realizar determinaciones de profundidad basadas en técnicas espectrales.

6. Elaboración del mapa de Anomalías Isostáticas Residuales (AIR). Gracias a este tipo de mapa gravimétrico podremos conocer la distribución de densidades en las capas más superficiales de la corteza gracias a la eliminación del efecto gravimétrico debido al déficit de densidad (raíces isostáticas) bajo las áreas que presenten un relieve acusado.

2. ANTECEDENTES.

El estudio del campo gravitatorio terrestre fue una de las primeras investigaciones que se realizaron al estudiar los campos potenciales terrestres a escala global. La dificultad que inicialmente presentaba este método era en cuanto a la instrumentación ya que las medidas se realizaban con métodos pendulares. Este hecho quedó superado al comenzar a observar con gravímetros, instrumentos de gran precisión y fácilmente transportables que permitían realizar la observación relativa de la gravedad de forma rápida y poco costosa lo que contribuyó a un progresivo aumento en el número de observaciones realizadas.

El propósito de este capítulo es el de esbozar brevemente el desarrollo de los estudios realizados mediante el método gravimétrico en la Península Ibérica y más concretamente en el Macizo Hespérico.

Los estudios sobre la determinación de la gravedad en la Península Ibérica comenzaron en 1877 gracias a Barraquer. En el periodo entre 1882 y 1883, Barraquer realiza la primera determinación de la gravedad absoluta en el Observatorio Astronómico de Madrid.

Sobre 1920 Sans Huelin realiza el primer mapa de anomalías de aire libre y de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica utilizando 93 estaciones pendulares en España y 4 en Portugal (Inglada, 1923).

Años más tarde, a partir de este número de observaciones, se publica el primer mapa de anomalías isostáticas de la zona centro-meridional de la península (Inglada, 1927).

Al final de la década de los cuarenta se llega a un total de 200 estaciones de observación de la gravedad. Sans Huelin y Lozano (1948), realizan un estudio de las anomalías de Bouguer en la Península Ibérica basado en 208 observaciones . Estos autores presentan los mapas de anomalías de Bouguer a escala 1:3000000 utilizando distintas expresiones de gravedad normal. En este trabajo se realiza una de las primeras

interpretaciones de estas anomalías en función de la topografía a nivel de toda la península.

En ese mismo año, Lozano (1948 a,b) estudia las anomalías isostáticas en España según la hipótesis de Airy y realiza una síntesis acerca de la interpretación de las anomalías isostáticas donde se generaliza el concepto de isostasia.

En los años sesenta se comienza la observación con gravímetros dentro de un proyecto consistente en la publicación de los mapas de anomalías de Bouguer para las distintas provincias del país a escala 1:200000. En este aspecto destacan las publicaciones de Lozano (1963 a, b, c, d; 1966) y del Instituto Geográfico Catastral (1968, 1969, 1970).

Lozano (1962) publica el mapa para la corrección topo-isostática de la Península Ibérica según la teoría de Airy-Heiskanen utilizando espesores de corteza de 20 y 30 Km. Esta corrección se aplica desde el punto de observación hasta distancias de 166.7 Km.

Posteriormente Lozano (1964) realiza un estudio de las anomalías de aire libre y Bouguer-isostática para la Península Ibérica a escala 1:2000000.

En la década siguiente el Instituto Geográfico y Catastral (1972) publica un avance del futuro mapa de anomalías gravimétricas a escala 1:2000000 basado en 236 observaciones de gravedad en España y 46 en Portugal.

Dos años más tarde el Instituto Geográfico y Catastral publica el avance del mapa de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica a escala 1:1000000 dividido en cuatro hojas (1974). En este trabajo se utiliza la fórmula de gravedad normal del Geodetic Reference System (GRS) de 1967.

Alonso San Millán, (1978), presenta en la 11 Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica los mapas de anomalías de aire libre y de Bouguer basados en un total de 2621 estaciones gravimétricas.

Posteriormente comenzó una etapa de gran cantidad de trabajos gravimétricos de carácter más local. Entre ellos podemos destacar el trabajo de Cadavid (1977), donde se propone un mapa de isopacas para una "corteza normal" basado en la fórmula de Woolard & Strange (1962).

Bayer y Matte, (1979) y posteriormente Castaño et al. (1981) estudian la geometría y posición de los Complejos Ultramáficos del nororeste peninsular utitlizando el método gravimétrico.

Carbó, (1980), realiza un estudio detallado en la Cordillera Ibérica donde retoma la utilización de las anomalías isostáticas residuales basándose en los trabajos publicados por Lozano.

Bergamín (1983), publica el Mapa Gravimétrico del Campo de Calatrava . Posteriormente, Bergamín y Carbó (1986), interpretaron datos gravimétricos en la Zona Centroibérica (Campo de Calatrava) donde estiman una corteza de 32Km acorde con los datos sísmicos publicados.

Carbó y Casas, junto con la empresa ADARO realizan el levantamiento gravimétrico detallado del Macizo Hespérico para ENRESA (inédito).En este trabajo utilizan el sistema de referencia de 1967.

Casas et al. (1987) publican el Mapa Gravimétrico de Cataluña en el que se incluyen el mapa de anomalías de aire libre y el de anomalías de Bouguer a escala 1:500000. Este trabajo presenta una gran innovación ya que es el primero en el que se incluye la correción por topografía hasta los 167 Km de la estación de medida. El sistema de referencia utilizado fue el GRS 1967.

En la década de los noventa se realizaron una gran cantidad de trabajos que tenían por objetivo el estudio y la modelización de estructuras a partir de los mapas gravimétricos. Cabe destacar los trabajos de Bergamín y Tejero (1993), Tejero et al. (1996), Gómez Ortiz (2001) y Rey Moral (2001).

Es en esta misma década cuando se publica el último mapa gravimétrico a escala peninsular (Mezcua et al., 1996). En este trabajo se presentan los mapas de anomalías de aire libre y de anomalías de Bouguer a escala 1:1000000 para toda la Península Ibérica y las Islas Baleares. Para su realización se utilizó un total de 32.976 estaciones terrestres, corrigiendo cada estación por topografía hasta una distancia de 167 km, gracias a un modelo digital del terreno con una resolución de 200m. Como sistema de referencia se seleccionó el Geodetic Reference System 1980 (GRS 80), Moritz (1984).

Stapel (1999) realiza un estudio sobre el estado isostático en el oeste de la Península Ibérica donde presenta un mapa de anomalías isostáticas residuales basado en la inversión del mapa de anomalías de Bouguer.

En un trabajo reciente, Álvarez et al. (2002), presentan el Mapa de Anomalías Isostáticas Residuales para la Península Ibérica. En este trabajo se utilizan un total de 142620 datos gravimétricos distribuidos en áreas emergidas y en áreas marinas. El sistema de referencia utilizado fue el de 1967 y la corrección por topografía se realizó hasta los 167 km.

3. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

El Macizo Hespérico constituye la zona suroriental de la placa Armoricana, un extenso bloque cortical que comenzó a separarse de Gondwana a principios del Paleozoico (Dallmeyer y Martínez García, 1990). Este macizo quedó separado de Laurentia por la apertura del océano proto-Atlántico. Posteriormente resultó modificado por los eventos tectonotermales propios del periodo Alpino.

Geográficamente, y de manera aproximada, este macizo ocupa la mitad oriental de la Península Ibérica ocupando un área entre latitudes de 37ºN a 43.5ºN y longitudes de 9ºW a 3ºW. Sus límites quedan definidos por el Mar Cantábrico al norte, el Océano Atlántico al sur y suroeste, las cuencas sedimentarias post-alpinas del Duero y del Tajo al Este y por último queda limitado hacia el sureste por la cuenca del Guadalquivir (fig 3.1).

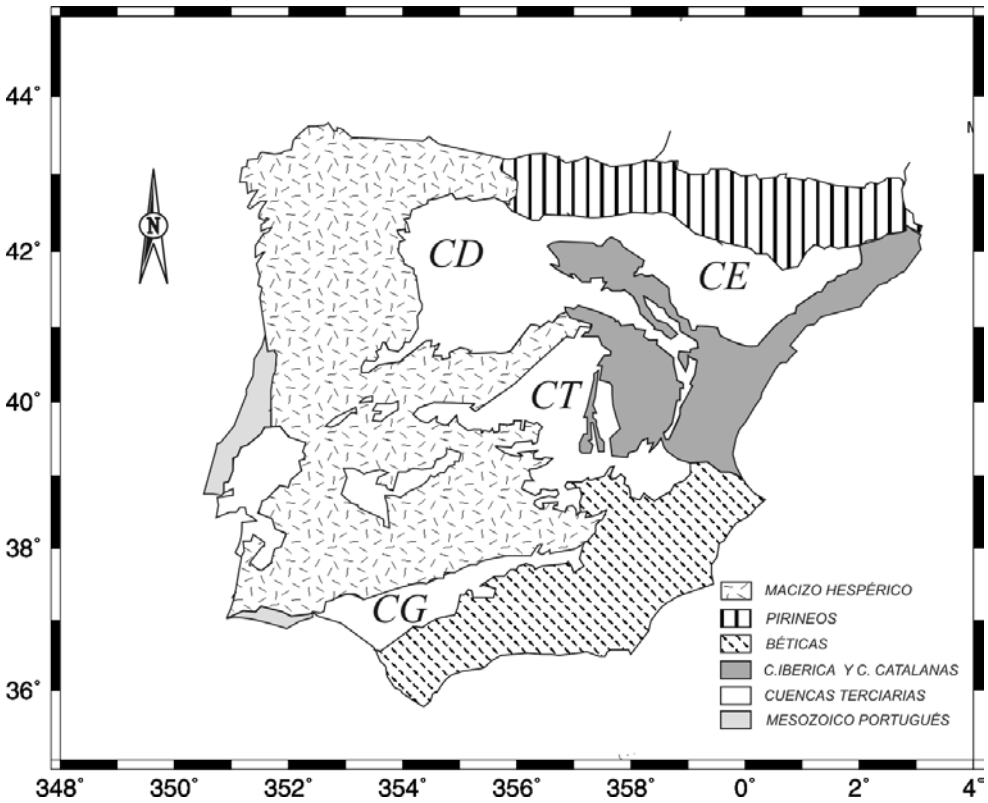


Figura 3.1.- Situación geográfica y contexto geológico del Macizo Hespérico. En este mapa se representan las principales unidades geológicas de la Península Ibérica así como las principales cuencas terciarias. CD, cuenca del Duero; CE, cuenca del Ebro; CT, cuenca del Tajo; CG, cuenca del Guadalquivir.

Geológicamente, el Macizo Hespérico representa el afloramiento más extenso de rocas Paleozoicas (Pre-Pérmicas) de toda la Península Ibérica. Otros afloramientos paleozoicos importantes de la península se dan en la Sierra de la Demanda, la Cordillera Ibérica, la zona axial de los Pirineos, las cadenas Costero-Catalanas y las zonas internas de las Cordilleras Béticas.

Inicialmente el Macizo Hespérico fue dividido en seis zonas diferentes (Lotze, 1945) según características estratigráficas, estructurales y metamórficas (fig. 3.2 a). De noroeste a sureste se incluían las zonas Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Galaico-Castellana, Lusitana-Alcudiense, Ossa Morena y Surportuguesa. Posteriormente esta división queda modificada en el Mapa Tectónico de la Península Ibérica (Julivert et. al, 1972-1974) en el que se agrupan las zonas Galaico-Castellana y Lusitana-Alcudiense en una sola zona denominada Centroibérica (fig 3.2 b). Esta última zona se revisa nuevamente (Farias et. al., 1987 y Arenas et al., 1988) dando lugar a la subzona de Galicia-Tras-Os-Montes que constituye el complejo alóctono catazonal dentro de la zona Centroibérica.

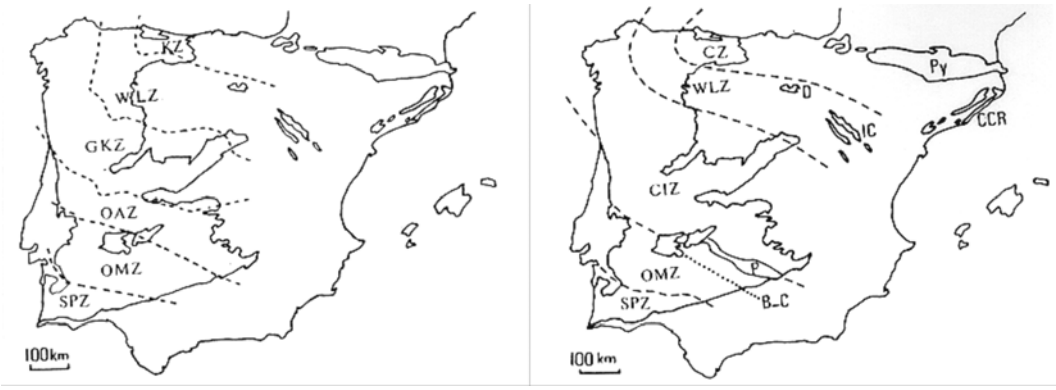


Figura 3.2.- Clasificaciones de zonas en el Macizo Hespérico. a) Clasificación de Lotze, 1945. b) Clasificación de Julivert et al., 1972-74. Ver texto para la explicación.

A continuación se exponen, de manera somera, algunas de las características estratigráficas y estructurales más importantes de cada una de estas cinco zonas.

ZONA CANTÁBRICA.

Esta zona representa el cinturón de cabalgamientos del antepaís de la Cadena Hercínica en el norte de la Península. Ocupa el núcleo del arco Ibero-Armoricano que queda definido por la traza de todas las estructuras en esta zona.

Estratigráficamente la Zona Cantábrica se caracteriza por presentar una secuencia cambro-ordovícica incompleta y poco potente. Los materiales siluro-devónicos quedan bien representados en el oeste de la zona y desaparecen hacia el este. Por último cabe destacar que esta zona se caracteriza por presentar una secuencia carbonífera bien desarrollada y muy potente.

Dentro de la Zona Cantábrica se han reconocido una serie de unidades alóctonas (Julivert, 1971; Pérez Estaún et. al., 1988) y una unidad que forma parte del autóctono relativo del arco Ibero-Armoricano denominada Unidad del Pisuerga – Carrión (Julivert, 1971) y que posteriormente ha recibido el nombre de Unidad Palentina (Martínez García, 1988). Estas unidades se han visto emplazadas en el marco de una tectónica de tipo "thin-skinned" quedando retrabajadas por un plegamiento posterior. Otra de las características de esta zona es la práctica ausencia de metamorfismo y estructuras penetrativas asociadas.

Por último hay que mencionar que en cuanto a sus límites, el más occidental y el que pone en contacto esta zona con las partes más internas del Macizo Hespérico queda definido por los afloramientos de rocas precámbricas que aparecen en el Antiforme del Narcea. Por el este, la zona queda limitada por afloramientos mesozoicos y terciarios, y por el norte, por el Mar Cantábrico.

ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA.

Representa la zona de transición entre las zonas externas de antepaís y las zonas más internas del macizo situadas hacia el Oeste (Zona Centroibérica). La definición de sus límites más recientes fue propuesta por Julivert et. al., (1972-1974) donde se establecían dos antiformes de forma arqueada como límites de la zona. Por un lado el

Antiforme del Narcea como límite Este y el Antiforme del Ollo de Sapo por el Oeste. Posteriormente se ha propuesto como límite occidental el accidente extensional de la Falla de Vivero y su prolongación en el sinclinal del Sil-Truchas.

En cuanto a la estratigrafía, la zona presenta una serie monótona de tipo flysch correspondiente al Proterozoico Superior seguida de una potente serie paleozoica de facies marinas someras. Además aparecen una variedad de litologías metamórficas que abarcan rangos desde la facies de esquistos verdes hasta las facies anfibolíticas. Este grado de metamorfismo aumenta progresivamente hacia el Oeste donde abundan las rocas graníticas. Algunos de los afloramientos de esta zona se prolongan hacia el Este en la Sierra de la Demanda y en la Cordillera Ibérica.

En cuanto a la estructura hay que destacar la existencia de tres rasgos característicos, por un lado la presencia de grandes pliegues recumbentes con vergencia hacia el Este, grandes cabalgamientos y amplios pliegues abiertos. Los pliegues recumbentes más importantes son el anticlinal de Mondoñedo-Lugo-Sarria (Matte, 1968) y el sinclinal de Villaodrid (Walter, 1966). Uno de los cabalgamientos más importantes es el que despega la lámina alóctona de Mondoñedo (Marcos, 1973; Martínez Catalán 1980, 1985; Bastida et. al., 1986). En cuanto a los grandes pliegues abiertos buenos ejemplos los constituyen la antiforma de Lugo y la sinforma de Bretoña, ambos en el área occidental de la zona.

ZONA CENTROIBÉRICA.

El nombre de Zona Centroibérica fue propuesto por Julivert et. al. (1972) incluyendo las zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcudiense de Lotze (1945). Desde el punto de vista estratigráfico y estructural uno de sus rasgos más característicos es la presencia del contacto discordante de la Cuarcita Armoricana perteneciente al Ordovícico (Arenig) sobre el Complejo Esquisto-Grauváquico (Díez Balda, 1980) de edad Cámbrico-Precámbrico resultado de la etapa de deformación Sárdica. Otra de sus características principales es la gran heterogeneidad que presentan sus materiales en relación con el grado de metamorfismo y plutonismo. En cuanto a los cuerpos graníticos cabe destacar la dualidad entre granitos sin-tectónicos y granitos post-tectónicos (Ugidos, 1990).

Por otra parte, como rasgo característico de esta zona, en el noroeste de la Península Ibérica aparecen unos complejos alóctonos ultramáficos catazonales (Cabo Ortegal, Ordenes, Bragança, Morais) que se han agrupado en la denominada subzona de Galicia-Tras-Os-Montes (Farias et. al., 1987; Arenas et. al., 1988).

Con respecto a la estructura general del Macizo Hespérico, la Zona Centroibérica constituye su zona axial, donde se presentan dos dominios tectónicos diferenciados en cuanto a la estructura hercínica se refiere (Díez Balda et al., 1990). Por un lado, hacia el Norte, aparece el Dominio de Pliegues Recumbentes y, hacia el Sur, aparece el Dominio de los Pliegues Verticales.

Los últimos límites propuestos para esta zona (Díez Balda et. al., 1990) los constituyen la Falla de Vivero y su prolongación en el Sinclinal del Sil-Truchas (Martínez Catalán, 1985) por el Norte y la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba por el Sur.

ZONA DE OSSA MORENA.

Esta zona presenta series estratigráficas muy variadas ya que afloran materiales de edades comprendidas entre el precámbrico hasta el Carbonífero. De manera general estos materiales se asignan a una sucesión de etapas tectónicas bien diferenciadas dentro de la evolución del Macizo Hespérico (Quesada et. al., 1990). Estos autores diferencian unas series preorogénicas precámbricas, una etapa de rift que sitúan en el Cámbrico , una etapa de margen pasivo con duración desde el Ordovícico hasta el Devónico y una fase sinorogénica desde el Devónico Superior hasta el Pérmico Inferior.

La zona presenta un metamorfismo regional concentrado en dos bandas con dirección NO-SE en relación con dos antiformas en donde aflora el Precámbrico. Además el plutonismo presenta un amplio espectro desde el punto de vista geoquímico incluyendo cuerpos intrusivos tanto de carácter ácido como básico.

La estructura de la zona se debe a una serie de fracturas importantes que dan como resultado una compartimentación de la zona en dominios que generalmente mantienen la orientación NO-SE.

Por último hay que comentar que el límite norte de esta zona presenta alguna controversia ya que algunos autores lo sitúan en el Batolito de los Pedroches mientras que otros consideran más correcto la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba. El límite sur con la zona Surportuguesa lo marca un cabalgamiento que pone en contacto esta zona con la Unidad del Pulo do Lobo y la Ofiolita de Beja-Acebuches.

ZONA SURPORTUGUESA

Esta zona constituye la rama sur del Macizo Hespérico y está compuesta por cinco dominios bien diferenciados geológicamente (Oliveira, 1990). De Norte a Sur afloran la Ofiolita de Beja-Acebuches, la Antiforma de Pulo do Lobo, la Faja Pirítica, el Grupo del Bajo Alentejo y el Suroeste de Portugal. Casi todos los materiales de esta zona corresponden al Devónico y al Carbonífero incluyendo litologías de todo tipo entre las que destaca la existencia de un importante complejo vulcano-sedimentario con importantes yacimientos de sulfuros masivos asociados (Bogaard y Schermerhorn, 1980; Oliveira, 1983).

En cuanto a la estructura de la zona, inicialmente se interpretó como una sucesión de anticlinales y sinclinales (Carvalho et. al., 1971; Schermerhorn, 1971). Sin embargo, la tendencia actual es la de asimilar las estructuras dentro de un modelo tectónico de tipo “thin-skinned” (Ribeiro et. al., 1983) dentro de un contexto geotectónico colisional (Silva et. al., 1990).

Los límites de la zona quedan marcados por el cabalgamiento de Ficalho-Almonaster en el Norte, por la Cuenca del Guadalquivir en el Sur y por los depósitos Mesozoicos y terciarios del Oeste de Portugal.

4. CREACIÓN DE BASES DE DATOS GEOFÍSICOS

Para construir un mapa de anomalías isostáticas residuales se necesitan datos de anomalía de Bouguer para definir el campo gravitatorio y, además se necesitan datos de topografía para definir la geometría de las masas en compensación o raíces isostáticas para el modelo isostático seleccionado.

4.1. DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS.

Para la elaboración de los mapas gravimétricos que describiremos posteriormente, se han utilizado un total de 233.773 observaciones gravimétricas (fig 4.1). Se ha contado con un total de 140.539 datos correspondientes a áreas emergidas y unas 93.234 observaciones en áreas marinas.

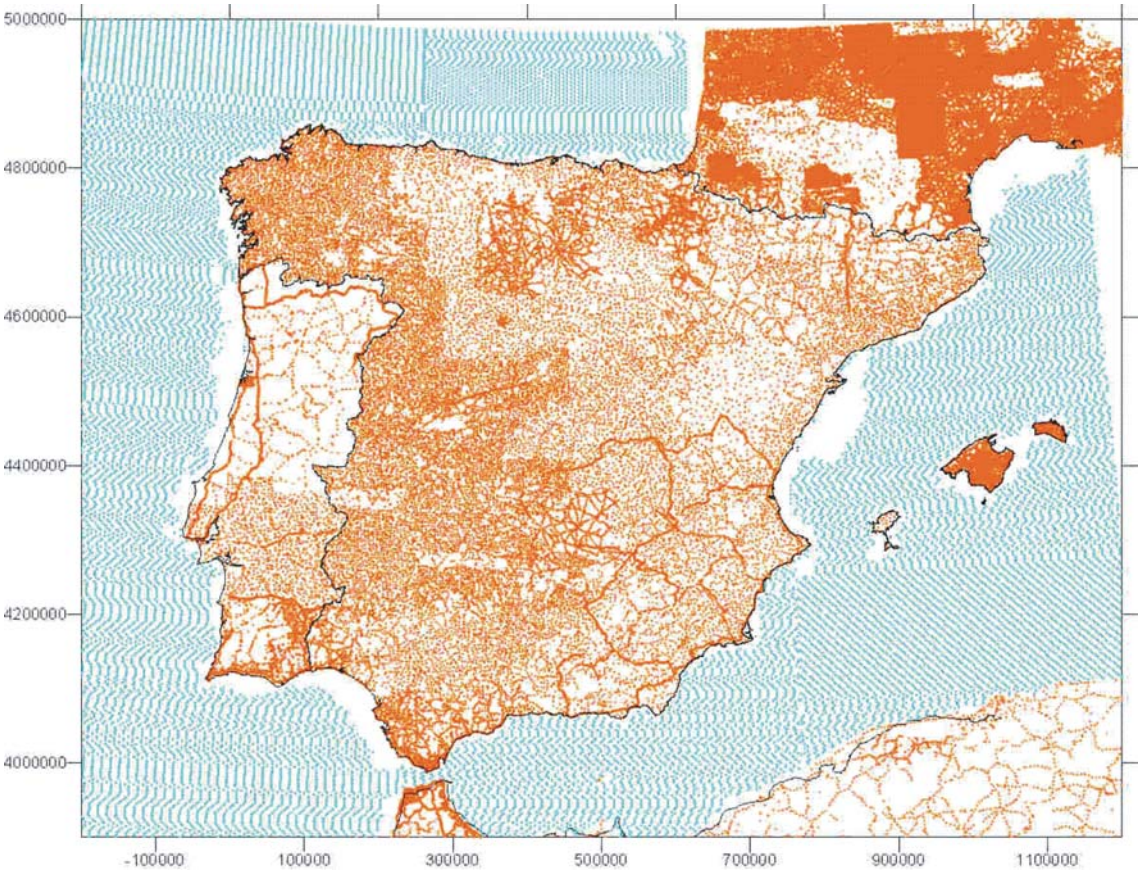


Figura 4.1.- Observaciones gravimétricas en la base de datos. En azul se representan los datos de la base de Smith & Sandwell, 1997. En naranja se representan los datos gravimétricos del I.G.N., E.N.R.E.S.A. y el Bureau Gravimetrique International. Ver texto para la explicación.

Las observaciones en tierra proceden de diversos organismos públicos (Instituto Geográfico Nacional, E.N.R.E.S.A. y Bureau Gravimétrique International) , lo que asegura unos resultados óptimos. Para las observaciones en mar se ha contado con datos obtenidos mediante técnicas de altimetría satelital, un método de reconocido prestigio ya que asegura una gran cobertura de información con una calidad muy aceptable. En concreto las observaciones gravimétricas marinas proceden de la base de datos pública de Smith y Sandwell (1997). Sin embargo, dada la heterogeneidad en la procedencia de las observaciones ha sido necesario realizar una base da datos homogénea para toda la Península.

El total de 157.766 observaciones topográfico-batimétricas se han tomado de dos fuentes distintas. Por un lado se han seleccionado datos bátimétricos de la base de datos pública de Sandwell y Smith (1997), obtenidos al igual que los datos gravimétricos oceánicos mediante la técnica de la altimetría satelital. Para los datos terrestres se ha seleccionado la base topográfica mundial GTOPO30 del Servicio Geológico de Estados Unidos.

4.2. INTEGRACIÓN EN BASES DE DATOS.

Como ya se ha comentado anteriormente, el conjunto de datos gravimétricos presenta una gran heterogeneidad debido a la múltiple procedencia de los datos. Por ello ha sido necesario el reelaborar toda la información en una base de datos homogénea. A continuación se describe brevemente este proceso de reelaboración.

El factor principal de homogeneización ha sido el establecer un sistema de referencia común para todas las observaciones gravimétricas. En este trabajo se ha seleccionado el Geodetic Reference System (GRS) de 1967 cuya fórmula se describe en el capítulo 5 de este trabajo. Además, debido a que algunos de estos datos no presentaban corrección topográfica ha sido necesario realizar esta corrección a todos los datos terrestres según se describe en el capítulo que sigue.

Con esto, se ha creado una base de datos gravimétricos para la Península Ibérica que presenta los siguientes campos: Latitud y Longitud del punto de observación (grados), cota o elevación (m), valor de gravedad observada (mGal), coordenada X

referida al Huso 30N (m), coordenada Y referida al Huso 30N (m), valor de anomalía de aire libre (mGal), valor de anomalía de Bouguer (mGal), valor de la corrección topográfica (mGal) y valor de la anomalía de Bouguer Completa (mGal).

La base de datos topográfico-batimétrica presenta los siguientes campos: Latitud y Longitud del punto de observación (grados), coordenada X referida al Huso 30N (m), coordenada Y referida al Huso 30N (m) y cota o batimetría (m).

Los valores obtenidos a partir de estas bases de datos se han interpolado en mallas regulares para los posteriores cálculos y análisis de la anomalía isostática residual. Las características de estas mallas (tabla 4.1) se describen a continuación.

Tipo de Malla	**Anomalías de Bouguer (mgal)**	**Topográfico-batimétrica (m)**
Origen de los datos	- Oceánicos: Smith & Sandwell, 1997 - Terrestres: IGN, ENRESA, BGI.	- Oceánicos: Sandwell & Smith, 1997 - Terrestres: GTOPO30, USGS
Método de interpolación	Kriging, con variograma linear	
Nº de datos	233773	157766
Separación entre nodos	4 Km	
Superficie de la malla	$1.35*10^6$ Km^2	
Nº de nodos	85324	

Tabla 4.1.- Principales características de las mallas de datos utilizadas en este trabajo. Ver texto para la explicación.

Todos los datos de anomalía de Bouguer completa se han interpolado en una malla regular con 4Km de intervalo entre nodos. El algoritmo utilizado ha sido el Kriging con variograma linear, debido a que es el más aconsejable cuando se trabaja con datos distribuidos aleatoriamente. El intervalo de 4Km entre los nodos de la malla nos indica que las anomalías con longitud de onda menor de 10Km no van a poder interpretarse con exactitud ya que el nivel de ruido del mapa se sitúa sobre ese valor (*Frecuencia de Nyquist*).

El conjunto de todos los datos topográficos se ha interpolado mediante kriging dando como resultado una malla regular con un intervalo entre nodos de 4Km. Hay que destacar que, según lo que se propone en algunos trabajos (Simpson et. al., 1983), la resolución necesaria para definir las masas topográficas es menor que en el caso de las anomalías gravimétricas ya que el efecto gravimétrico de la compensación topográfica queda atenuado por la distancia.

5. MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

El concepto de anomalía gravimétrica, la diferencia entre el valor teórico de gravedad y el valor observado, permite la aplicación geológica del método gravimétrico, ya que estas anomalías fundamentalmente reflejan las distintas variaciones de densidad presentes en la corteza. Estas variaciones de densidad se corresponden con la existencia de distintos cuerpos geológicos con contraste de densidad. De esta manera podemos investigar la distribución y geometría de los cuerpos geológicos presentes en la corteza. Esta investigación podemos realizarla tanto cualitativamente como cuantitativamente. En el primer caso se hace necesario comparar el mapa de anomalías con un mapa de la geología de superficie, mientras que en el segundo se hace necesario el uso de herramientas numéricas y de modelización.

En este capítulo se describe el procedimiento seguido en la obtención del mapa de anomalías de Bouguer de la zona de estudio. Este mapa reflejará la distribución de densidades en toda la corteza y servirá como base de la construcción del mapa de anomalías isostáticas residuales.

5.1. GRAVEDAD TEÓRICA Y REDUCCIONES GRAVIMÉTRICAS.

El primer paso a la hora de calcular una anomalía gravimétrica es el de establecer el valor de la gravedad en el punto de observación según un modelo teórico. En nuestro caso hemos utilizado el Geodetic Reference System de 1967 (GRS 1967) que define la gravedad teórica (g_t) en función de la latitud (ϕ) sobre la superficie del elipsoide que configura la forma teórica de la Tierra asumiendo un modelo teórico de incremento de densidad hacia el interior de la Tierra según la ecuación:

$$g_t = 978031.846\left(1 + 0.005278895 sen^2\phi + 0.000023462 sen^4\phi\right)$$

Donde g_t viene expresado en miligales y ϕ es la latitud geográfica del punto de medida.

Una vez definido el valor de gravedad teórico en el punto de medida, estaremos en condiciones de calcular la anomalía gravimétrica restando este valor del valor de gravedad observado en la estación. Aplicando una serie de correcciones o reducciones obtendremos la distintas anomalías gravimétricas. A continuación se comentan las reducciones utilizadas en este trabajo.

Reducción de aire libre

La reducción o corrección de aire libre se ha calculado a partir del coeficiente de Faye que representa el gradiente vertical medio de la gravedad.

$$C_{al} = 0.3086 \cdot h \quad \text{(mGal/m)}$$

Donde h es la cota del punto en metros.

Reducción del efecto de lámina de Bouguer

Esta corrección tiene en cuenta la atracción que ejerce el material situado entre la estación de medida y el elipsoide de referencia. De esta manera se calcula la atracción de este material que constituye una lámina de densidad ρ, con altura altura igual a la de la estación de medida y de extensión infinita. El valor de esta corrección se expresa mediante la ecuación:

$$C_b = 2\pi \cdot G \cdot \rho \cdot h = 0.0419 \cdot \rho \cdot h \quad \text{(mGal)}$$

Donde:

G es la constante de gravitación universal

h es la altura en metros

ρ es la densidad en gr/cc

Para la densidad de la lámina de Bouguer, denominada densidad de reducción, se ha tomado el valor medio medio de la corteza correspondiente a 2.67 gr/cc.

Corrección de curvatura

El propósito de la corrección de curvatura es el de convertir la geometría de la lámina de Bouguer desde una lámina infinita a una capa esférica de espesor igual al de la altura del punto de observación y cuyo radio medido desde la estación (longitud de arco) es de 166.7 Km. En este trabajo se ha utilizado la fórmula de LaFehr para la corrección de curvatura (LaFehr, 1991).

Corrección topográfica

Cuando se realiza la reducción de Bouguer se asume que la topografía alrededor de la estación de medida es plana. Este hecho es claramente falso debido a la existencia de elevaciones y depresiones en el terreno que rodea la estación. De esta manera se tendrán zonas con excesos y defectos de masa con respecto a la lámina de Bouguer. La corrección topográfica calcula el efecto gravimétrico producido por la topografía existente alrededor de la estación y será por tanto más importante en aquellas estaciones que estén rodeadas de grandes elevaciones.

Tradicionalmente esta era una tarea penosa ya que implicaba numerosos cálculos y gran cantidad de tiempo. Sin embargo, en la actualidad podemos realizar esta corrección de manera rápida y sencilla gracias a las herramientas informáticas. En este trabajo se ha calculado esta corrección de manera automatizada hasta una distancia de 166.7 Km del punto de observación. Para ello ha sido necesario realizar dos Modelos Digitales del Terreno (MDT) a partir de los datos descritos en el capítulo 4. El primer modelo, que denominaremos MDT local se ha realizado mediante la interpolación mediante el algoritmo de kriging obteniendo una malla regular con un paso de malla de 1000 metros. El segundo MDT, que denominaremos regional se ha realizado con el mismo algoritmo de interpolación y con un paso de malla de 4Km.

La metodología consiste en descomponer la superficie topográfica que rodea la estación en una serie de figuras geométricas sencillas para calcular el efecto gravimétrico de cada una de ellas y añadírselo al valor de gravedad observado (fig. 5.1). Dependiendo de la distancia a la que nos encontremos con respecto al punto de medida

se utiliza una u otra forma geométrica. En las zonas más próximas a la estación, la topografía se descompone en cuatro secciones triangulares. En las zonas intermedias se

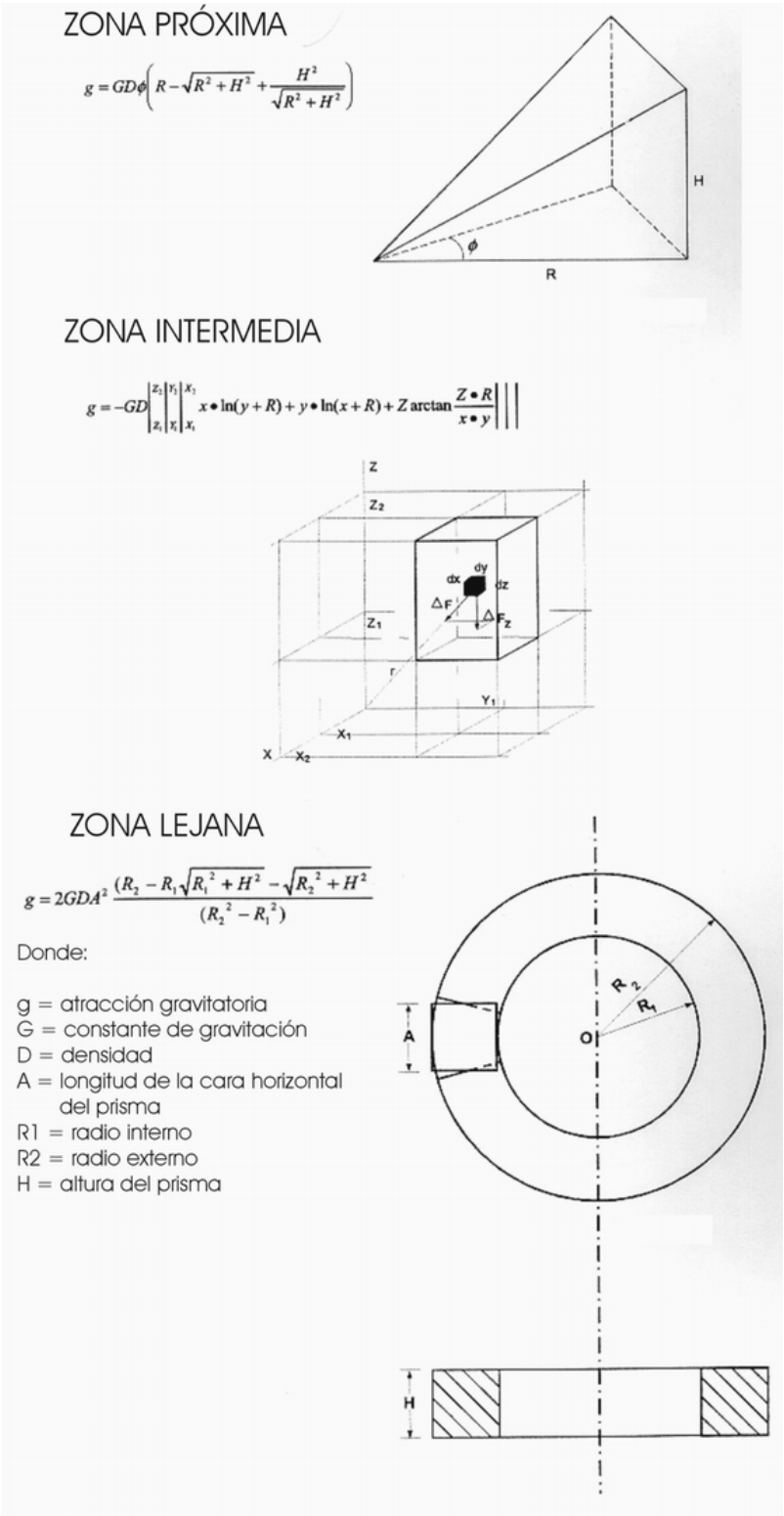


Figura 5.1.- Figuras geométricas y fórmulas utilizadas para el cálculo de la corrección topográfica en la zona próxima, zona intermedia y zona lejana. Ver texto para la explicación.

utiliza el algoritmo de Nagy (1966) en el que se calcula la corrección descomponiendo la topografía en una serie de prismas de base cuadrada. Por último, en las zonas lejanas se utiliza el algoritmo propuesto por Kane (1962) donde se descompone la topografía en una serie de segmentos de anillos circulares. Gracias al MDT regional podemos calcular los valores de corrección situados a grandes distancias del punto de observación.

5.2. CÁLCULO DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER.

Una vez que se han realizado todas las reducciones y correcciones descritas en el apartado anterior, estamos en condiciones de calcular el valor de la anomalía de Bouguer, esta anomalía, en la que se incluye la corrección topográfica se suele denominar anomalía de Bouguer completa y queda definida por la siguiente expresión:

$$AB = g_{obs} - g_t + \left(C_{al} - C_b + C_c + C_t\right) \qquad \text{(mGal)}$$

Donde:

g_{obs} es la gravedad observada en el campo

C_c es la corrección de curvatura

C_t es la corrección topográfica

La determinación del error total en la evaluación de la anomalía de Bouguer es difícil, debido a la práctica inexistencia de duplicaciones en los datos originales. Sin embargo después de todas estas consideraciones se puede estimar un error de ± 3.5 mGal teniendo en cuenta que los errores máximos en la obtención de la cota de la estación se estiman en ± 10 metros y que los errores derivados del posicionamiento y de la instrumentación no superan los 0.4 mGal.

5.3. MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER.

El mapa de anomalías de Bouguer (figs. 5.2 y 5.3) se ha obtenido mediante la interpolación de los datos anteriormente descritos en una malla regular. Debido a que la distribución espacial de los datos es aleatoria se utilizó el algoritmo de kriging con variograma linear como método óptimo de interpolación. Para asegurar unos resultados

fiables al obtener la malla, se seleccionó un paso de malla de 4.000 metros en ambas direcciones, de esta manera quedan asegurados unos resultados fiables con una relativa densidad de puntos. Teniendo en cuenta tanto las dimensiones del mapa como el error en la estimación de la anomalía de Bouguer, el intervalo de las curvas isoanómalas ha sido de 5 mGal.

Hay que hacer especial significación al respecto de las dimensiones del mapa, en las figuras 5.2 y 5.3 se puede apreciar que este mapa incluye toda la Península Ibérica y áreas oceánicas adyacentes. Los motivos por los que se ha seleccionado esta dimensión de mapa en este trabajo son varios, primeramente se debe a una cuestión meramente geológica, ya que si se pretende caracterizar geológicamente el Macizo Hespérico es necesario el investigar su relación con otras unidades como las cuencas terciarias y áreas marinas adyacentes. El segundo motivo es meramente una cuestión de cálculo, ya que la gran mayoría de los procesados realizados sobre las mallas requieren que estas sean cuadradas. El último y quizás más importante se debe a que si se quiere investigar el estado isostático de un determinado rasgo a escala regional, se debe conseguir una cobertura de mapa lo suficientemente grande como para investigar las anomalías isostáticas de gran longitud de onda (mayores de 500 km) que tengan significado geológico.

Gracias al gran número de datos utilizados y a la extensión del mapa en áreas oceánicas se ha conseguido una mejora substancial con respecto a los mapas de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica publicados anteriormente (Mezcua et al., 1996).

5.4. ANÁLISIS CUALITATIVO DEL MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER.

Los valores del mapa de anomalías de Bouguer presentan un amplia variación, oscilando entre valores máximos de entorno a los 350 mGal en las zonas oceánicas y valores mínimos alrededor de los –160 mGal en las Cordilleras Béticas. Hay que destacar que los valores negativos de anomalía de Bouguer se distribuyen sobre casi toda la superficie de la Península Ibérica, exceptuando la zona del noroeste peninsular, asi como el área ocupada por las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa y los terrenos mesozoicos de Portugal.

En este mapa pueden apreciarse algunas anomalías que pueden asimilarse a cuerpos geológicos cartografiados en superficie, sin embargo en otras zonas esta relación ya no es tan clara, quedando enmascarada por la distribución en profundidad de las raíces isostáticas.

Dentro de las anomalías de carácter negativo que se observan en el mapa, resaltan los grandes mínimos gravimétricos asociados a las grandes cadenas montañosas que existen en la Península. En el Norte de la península aparece una alineación de mínimos con dirección aproximada E-O que alcanzan valores de hasta –125 mGal que se corresponde con la zona del macizo pirenaico. En el Sur, la alineación de mínimos gravimétricos con dirección NE-SO con valores mínimos de hasta –160mGal, pone de manifiesto el efecto de las raíces isostáticas que soportan las Cordilleras Béticas. La Cordillera Ibérica también queda reflejada en este mapa quedando definida por orientaciones de mínimos con valores de hasta –100 mGal según una dirección NO-SE.

En el caso del Macizo Hespérico, la estructura y composición de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa quedan enmascarados considerablemente por los efectos de la distribución de densidades en profundidad. Esta zona del mapa presenta valores moderados de anomalía de Bouguer en general de carácter negativo, llegando a valores positivos en las zonas próximas a la costa norte de la península.

La Zona Centroibérica presenta un mayor grado de heterogeneidad que las dos anteriores. Destacan en ella anomalías positivas de geometría elíptica que definen la presencia de los complejos ultramáficos de Cabo Ortegal con valores en torno a los 75 mGal, y de Órdenes donde la anomalía no supera los 40 mGal. Aparecen en la zona portuguesa otros dos cuerpos elípticos que presentan valores negativos (-25 mGal) de anomalía de Bouguer que pueden interpretarse como los complejos de Moráis y Bragança, dado que constituyen un máximo relativo con respecto a su entorno. En la zona del Sistema Central destacan los grandes mínimos asociados con los depocentros de las cuencas del Duero y del Tajo, donde se alcanzan valores de hasta –125 mGal, estas anomalías quedan definidas por la presencia de dos importantes gradientes de dirección NE-SO (fig. 5.3) que se asocian con las fallas de los bordes Norte y Sur del Sistema Central. Dentro del Sistema Central, el sector de la Sierra de Gredos presenta

valores mayores (en torno a los –70 mGal) que el sector de la Sierra de Guadarrama (-100 mGal). Uno de los gradientes más destacados en esta zona es el de dirección E-O que se relaciona con el contacto de los depósitos de la cuenca del Tajo con el macizo de Toledo. Por último hay que destacar la importante anomalía longitudinal, con valores en torno a los –25 mGal y dirección aproximada NO-SE, que se relaciona con la presencia del Batolito de los Pedroches. A partir de esta zona el tránsito con los terrenos de las zonas de Osa Morena y Surportuguesa se realiza de manera gradual, según una banda con orientación NO-SE.

Las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa, presentan en casi su totalidad valores positivos de anomalía de Bouguer, sugiriendo una composición y origen distinto de las anteriores. Las anomalías presentan una orientación NO-SE, reflejando la estructura de la zona aunque de manera poco evidente. Únicamente parece guardar expresión gravimétrica la zona de contacto entre la unidad de Ossa-Morena y la zona Surportuguesa.

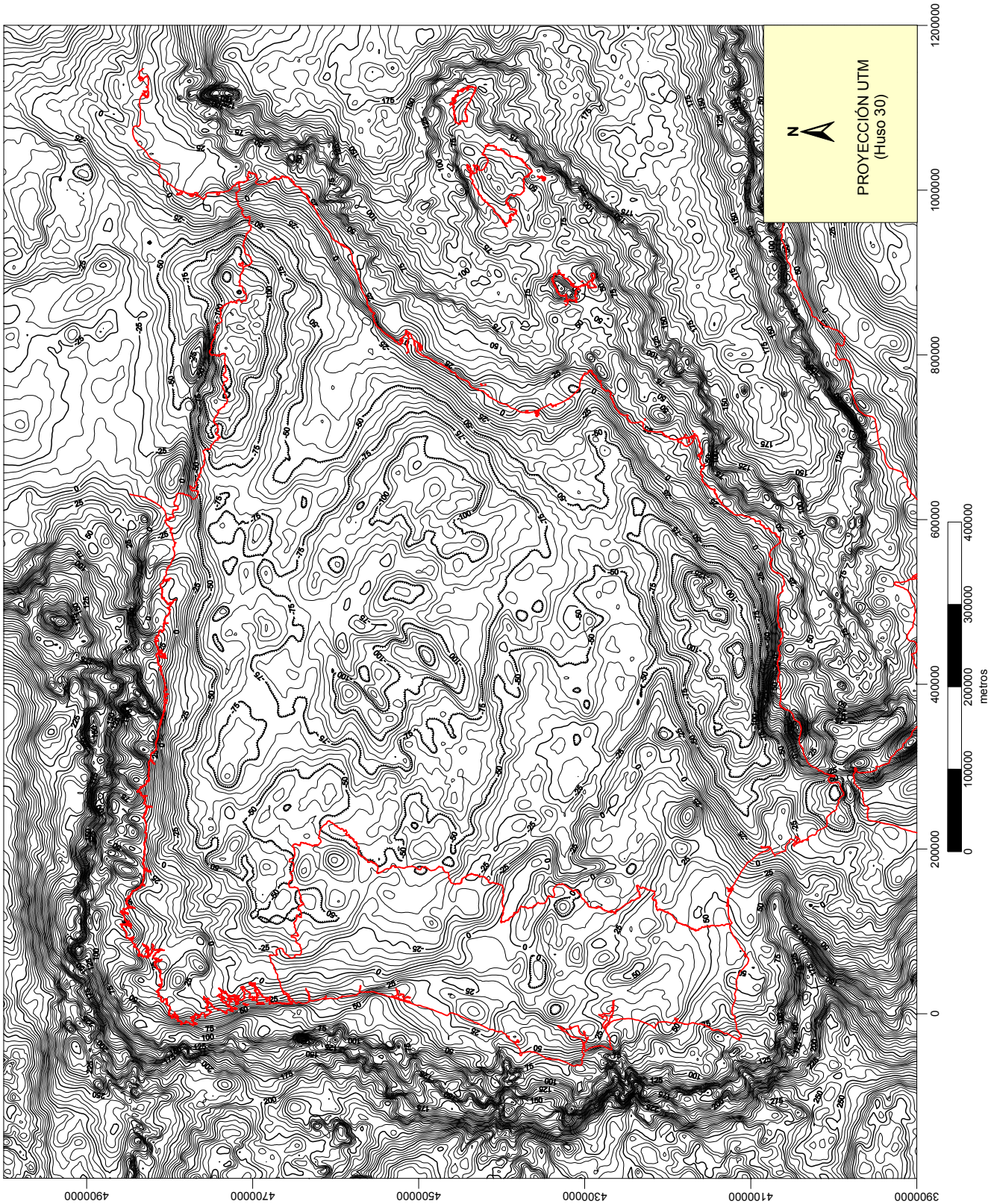


Figura 5.2.- Mapa de anomalías de Bouguer. Contornos cada 5 mGal. Los contornos rayados representan mínimos relativos. Ver texto para la explicación.

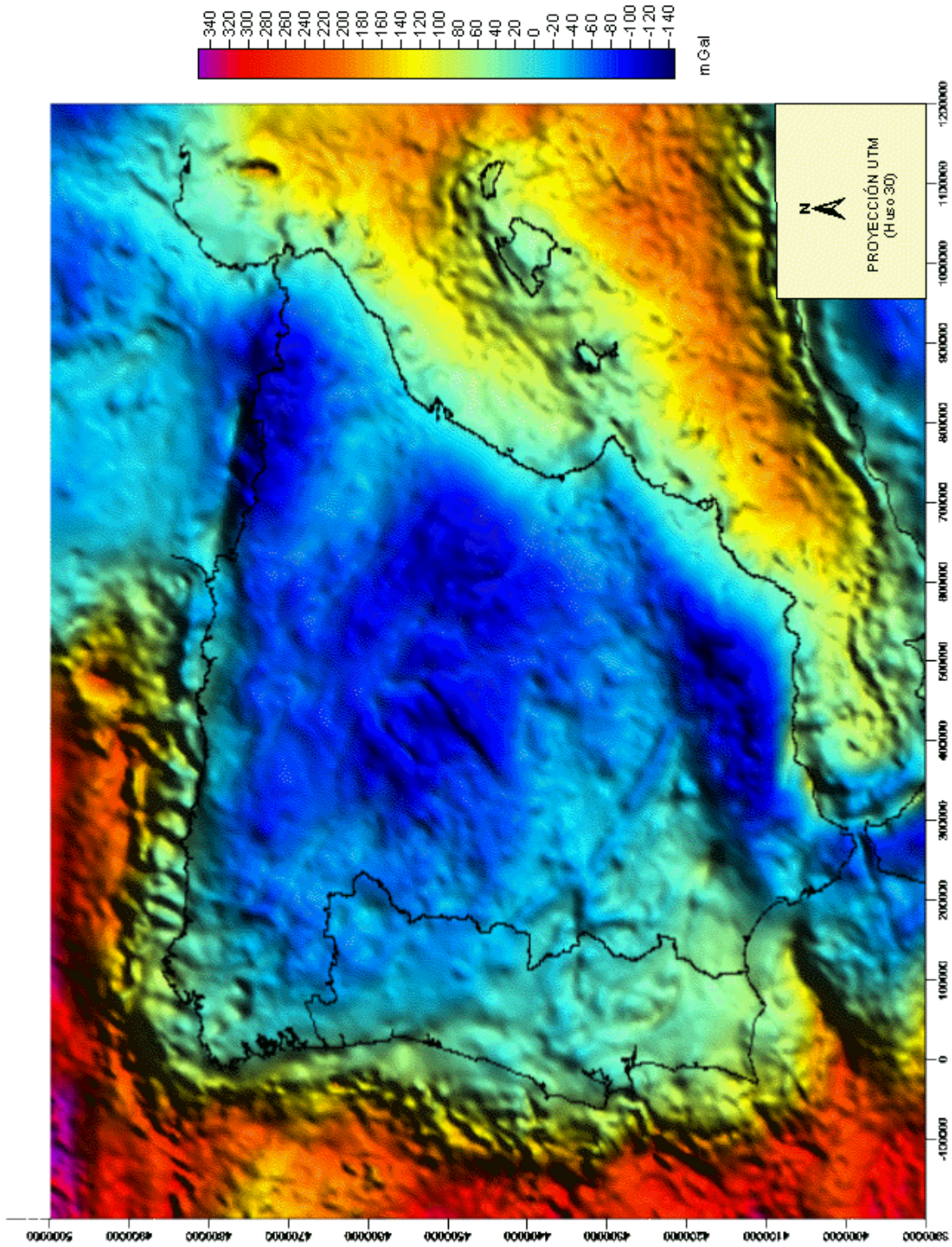


Figura 5.3.- Mapa de anomalías de Bouguer con iluminación artificial. En este mapa resaltan los gradientes gravimétricos. Ver texto para la explicación.

6. ANÁLISIS ISOSTÁTICO

El término isostasia procede de las palabras griegas “iso” y “stasis” que podemos traducir como “estado de equilibrio”. Este término fue introducido por primera vez en 1882 (Dutton), aunque se tiene constancia de que algunas cuestiones concernientes al equilibrio de la corteza terrestre fueron estudiadas desde los tiempos del Renacimiento.

Los primeros mapas de anomalías isostáticas residuales se realizaron por los geodestas debido a su interés por intentar verificar la existencia del principio de la isostasia y las leyes y detalles que regulaban tal proceso. Actualmente los estudios en esa línea de investigación siguen su curso intentando verificar el mecanismo de compensación isostática más adecuado para una zona determinada. Una segunda línea de investigación emplea las anomalías isostáticas residuales para conocer la geología de la corteza. Gilbert, (1913), reconoció la utilidad de las anomalías isostáticas residuales para este propósito y posteriormente Woolard, (1936, 1966, 1968) dedicó un gran número de estudios a la relación de las AIR con cuerpos geológicos y parámetros sísmicos. Nuestro propósito se encamina por esta última línea, la de utilizar las AIR para reflejar y analizar las distintas configuraciones y relaciones entre los cuerpos geológicos de la corteza. En lo que sigue de trabajo nos referiremos al campo gravitatorio producido por las masas que compensan isostáticamente la topografía (raíces isostáticas) como Campo Isostático Regional (CIR). De manera similar denominaremos Anomalía Isostática Residual (AIR) a la anomalía gravimétrica que resulta de sustraer el valor del CIR del valor de anomalía de Bouguer. Antiguamente los mapas de AIR se denominaban “Mapas Isostáticos” o “Mapas de Anomalías Isostáticas”, sin embargo en este trabajo se utiliza el término “residual” en parte por ser más explícitos y también para intentar corregir algunos errores que suelen aparecer en la interpretación de este tipo de mapas. Uno de los errores más frecuentes es el de interpretar todas las AIR en términos de sobrecompensación e infracompensación isostática, hecho que generalmente es improductivo por razones que discutiremos a continuación.

6.1. MODELOS ISOSTÁTICOS

Los mapas de anomalías de Bouguer, presentan, en general, valores negativos bajo las zonas continentales elevadas y positivos en áreas oceánicas, mientras que en las regiones costeras eran próximas a cero, lo que indujo a pensar que debe existir un déficit de densidad bajo zonas elevadas y un exceso bajo zonas oceánicas. Las teorías isostáticas intentan explicar esta distribución irregular de densidades en la litosfera que nos lleva a suponer un comportamiento no rígido de esta.

Diversos autores establecieron diferentes modelos que intentaban explicar el comportamiento isostático en la litosfera, sin embargo, de entre todos, cabe destacar los tres principales, (fig 6.1):

A) Modelo de Pratt-Hayford. (Hayford y Bowie, 1912). En este modelo se considera un *nivel de compensación* a una cierta profundidad *H*, por encima del cual todas las masas deben ser iguales. Para representar el modelo se toman prismas de litosfera en los que la *densidad de compensación* va variando en función de la profundidad para llegar al equilibrio de las masas. En este modelo hay que calcular el, exceso o déficit de densidad en la base de la corteza (suponiendo que se extiende a una profundidad constante) para cada zona no situada al nivel del mar (por encima o por debajo).

B) Modelo de Airy-Heiskanen. (Heiskanen y Moritz, 1967). En este modelo se asume que cada fragmento de litosfera está en equilibrio hidrostático. En este modelo se supone una densidad homogénea del material litosférico, de manera que el equilibrio de cada prisma litosférico se consigue hundiendo en mayor o menor medida sus *"raíces"* en el manto astenosférico. En este modelo de compensación local hay que calcular el espesor de la corteza bajo cada rasgo topográfico, es decir, hay que establecer la geometría de la raíz. Para ello es necesario asumir una profundidad media de la corteza justamente por debajo del nivel del mar.

C) Modelo regional de Vening-Meinesz (1939). Los dos mecanismos anteriores asumen que el mecanismo de compensación se realiza de manera local. El modelo de Vening-Meinesz propone un comportamiento regional para el ajuste isostático de la litosfera

introduciendo el concepto del parámetro R o grado de regionalidad. En este modelo la litosfera responde de manera flexural para soportar las cargas topográficas.

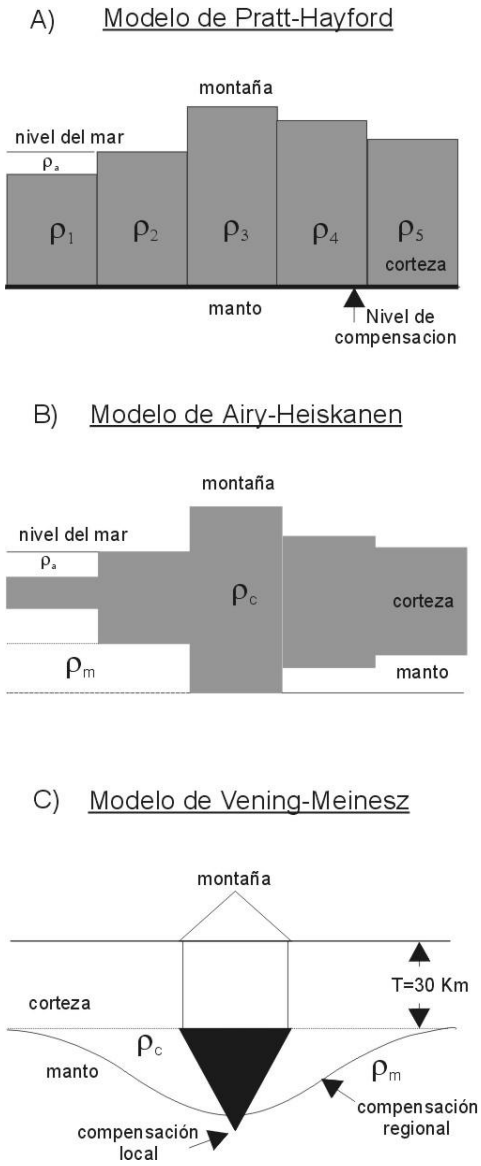


Figura 6.1- Modelos de compensación isostática. A) Pratt-Hayford, B) Airy-Heiskanen y C) Modelo de placa elástica con compensación regional (Vening-Meinesz). Ver texto para la explicación.

6.2. PARÁMETROS EN EL MODELO DE AIRY-HEISKANEN.

El primer paso a la hora de realizar un mapa de AIR es seleccionar el modelo isostático que mejor se ajuste a las características geológicas de la zona a estudiar. Este modelo ha de ser capaz de definir satisfactoriamente la configuración espacial de la distribución de densidades en la litosfera.

El modelo isostático de Airy-Heiskanen únicamente constituye una primera y simple aproximación a un fenómeno mucho más complejo. En este modelo el soporte isostático de la topografía se consigue mediante variaciones en el espesor de la corteza situada sobre un substrato más denso. La geometría de la base de la corteza en este modelo presenta una imagen casi especular de la topografía. Este modelo refleja aproximadamente las variaciones de espesor cortical entre las áreas emergidas y las cuencas oceánicas, además es capaz de predecir las raíces corticales bajo áreas elevadas. Sin embargo, en otras zonas, el espesor cortical guarda muy poca relación con la topografía, sugiriendo que otros modelos isostáticos serían más apropiados.

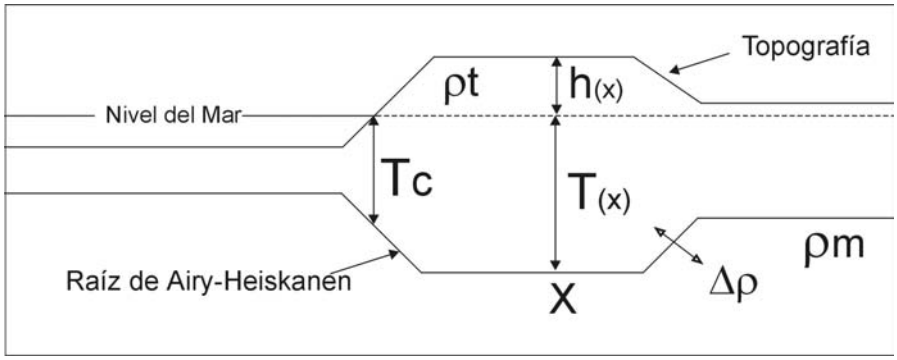


Figura 6.2 – Parámetros en el modelo isostático de Airy-Heiskanen con compensación local. Modificado de Simpson et. al., (1986).

Para la relización del mapa de anomalías isostáticas residuales hemos seleccionado el modelo de Airy-Heiskanen con compensación local por su facilidad de cálculo y buenos resultados en áreas continentales (Simpson et. al., 1986). Para calcular la geometría de la raíz, o geometría del Moho, $T_{(x)}$, con este modelo, es necesario introducir tres parámetros iniciales, (fig 6.2). El primero de ellos es el espesor de la raíz de Airy-Heiskanen a nivel del mar,(T_c), el segundo es el contraste de densidad a través de la base de la raíz, ($\Delta\rho$) y, por último la densidad de la carga topográfica, (ρ_t). Introduciendo estos parámetros en la siguiente ecuación, (ec. 1), obtenemos la geometría de la raíz de Airy –Heiskanen para zonas terrestres.

$$T_{(x)} = h_{(x)} \frac{\rho_t}{\Delta\rho} + Tc \qquad (1)$$

En el formalismo de Airy-Heiskanen, las columnas de corteza oceánica con una lámina de agua por encima $d_{(w)}$, tienen una carga negativa en el techo, debido a la presencia de agua en lugar de roca. Entonces la compensación negativa se produce por una ascensión de material denso que tiene su techo a una profundidad de, (ec. 2):

$$D_{(w)} = T_c - d_{(w)} \cdot \frac{\rho_t - \rho_w}{\Delta\rho} \qquad (2)$$

Para preparar el mapa de AIR, hemos utilizado parámetros que nos den una geometría de la raíz que se ajuste a la geometría del Moho determinada por experimentos de sísmica de refracción. La discontinuidad del Moho es una superficie apropiada para la base de la raíz de Airy debido a que se trata de una discontinuidad de primer orden con respecto a las velocidades sísmicas y por tanto, debe representar una superficie con un fuerte contraste de densidad. Sin embargo queremos remarcar que ningún modelo isostático simple podrá darnos por si solo una geometría exacta del Moho para un área continental.

Los valores más adecuados para los parámetros del modelo de Airy-Heiskanen en diferentes zonas continentales han sido objeto de discusión por parte de diversos investigadores. Sin embargo Chapin, (1996), propone una metodología determinista para la obtención de dichos parámetros. En este trabajo hemos aplicado dicha metodología para la obtención de los dos primeros parámetros, cuyo resultado pasamos a describir a continuación.

Para determinar el espesor de la raíz a nivel del mar, T_c, se ha realizado un análisis espectral de una malla de datos de anomalías de aire libre para la Península Ibérica de iguales dimensiones y características a las anteriormente descritas (MDT y anomalías de

Bouguer). Karner y Watts, (1983) establecen este parámetro relacionándolo con la pendiente de las curvas de ajuste de cada tramo del espectro. En la figura 6.3 podemos observar el espectro medio radial de la malla de datos de anomalías de aire libre frente al número de onda. Podemos apreciar que este espectro se puede descomponer en tres tramos bien diferenciados definidos por tres rectas de ajuste. La pendiente de cada una de estas rectas se puede asimilar a la profundidad media de las superficies que limitan los principales contrastes de densidad en la litosfera. Por tanto, utilizando los valores de espesor de las dos pendientes mayores, que reflejan contrastes entre zonas infra y supracorticales, llegamos a valores medios de T_c de entre 30 y 35 Km. En un trabajo anterior (Álvarez et al., 2002) se utilizó el valor de la media aritmética entre las dos pendientes mayores. Sin embargo para la realización de este mapa se han realizado test utilizando varios valores para T_c (fig 6.4) . De esta manera se ha llegado a la conclusión de que el valor de T_c que mejor se ajusta para el caso de toda la Península ibérica es el de 30Km ya que con el se consigue una geometría del Moho muy próxima a los espesores corticales deducidos a partir de diversos trabajos de sísmica de refracción en varias zonas de la Península Ibérica, (Córdoba, 1987, Córdoba et al., 1987,1988, Surinach y Vegas, 1988, ILIHA DSS Group, 1993, Grupo ESCI, 1995).

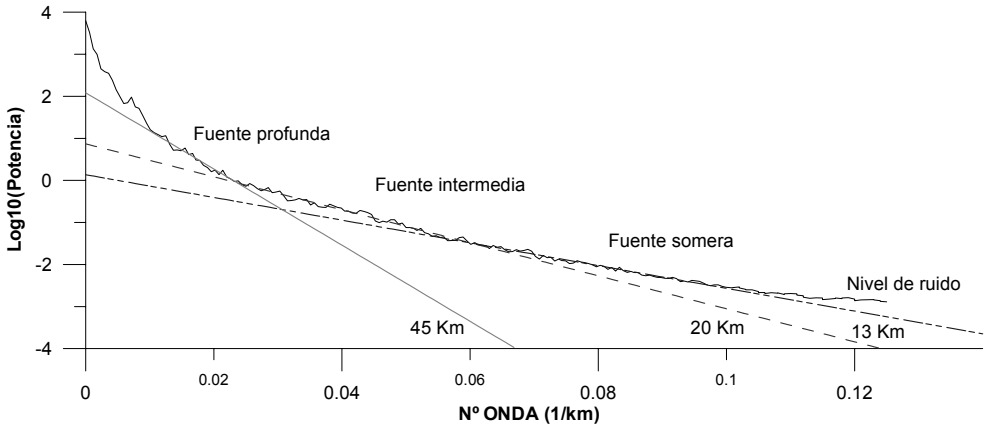


Figura 6.3.– Espectro medio radial de la malla de anomalías de aire libre para la Península Ibérica. Las rectas de ajuste reflejan las profundidades de los principales contrastes de densidad en la litosfera.

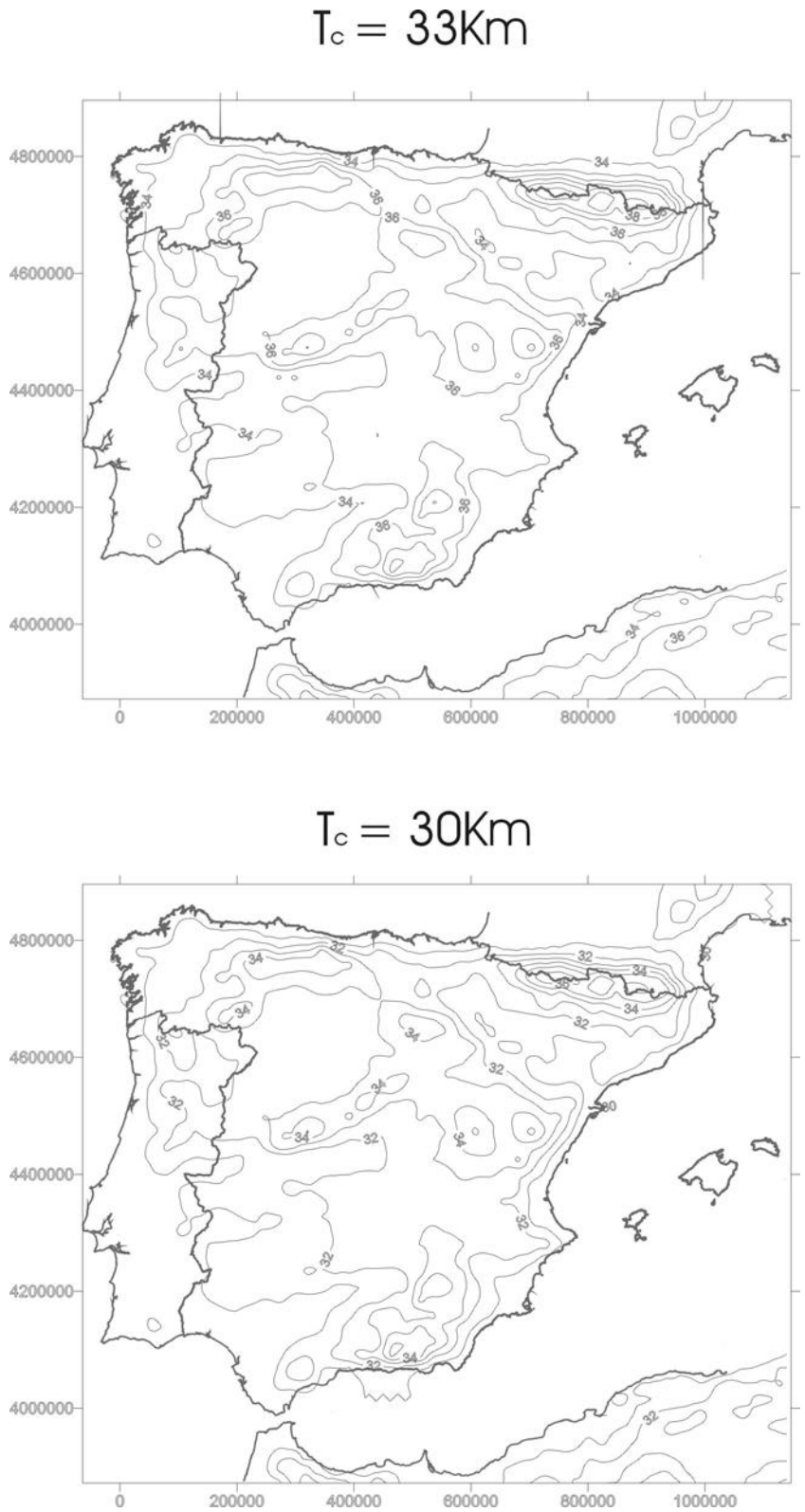


Figura 6.4. – Mapas de la profundidad de la raíz de Airy-Heiskanen para distintos valores de Tc. Ver texto para la explicación.

El contraste de densidad a través de la base de la raíz se ha determinado a partir de métodos gráficos. En la figura 6.5 se representan los valores de anomalías de Bouguer, para áreas terrestres, frente a sus cotas. La recta que se observa representa el ajuste de todos los datos y su pendiente se corresponde con una densidad de 1.84 $g.cm^{-3}$. De esta manera, y asumiendo una geometría de lámina para la corteza inferior, podemos calcular el contraste de densidad, $\Delta\rho$como la diferencia entre el valor observado menos el valor deducido. En nuestro caso, la densidad utilizada en la correción de Bouguer fué de 2.67 $g.cm^{-3}$. De esta manera se consiguió un valor para $\Delta\rho$ en áreas continentales de 0.83 $g.cm^{-3}$.

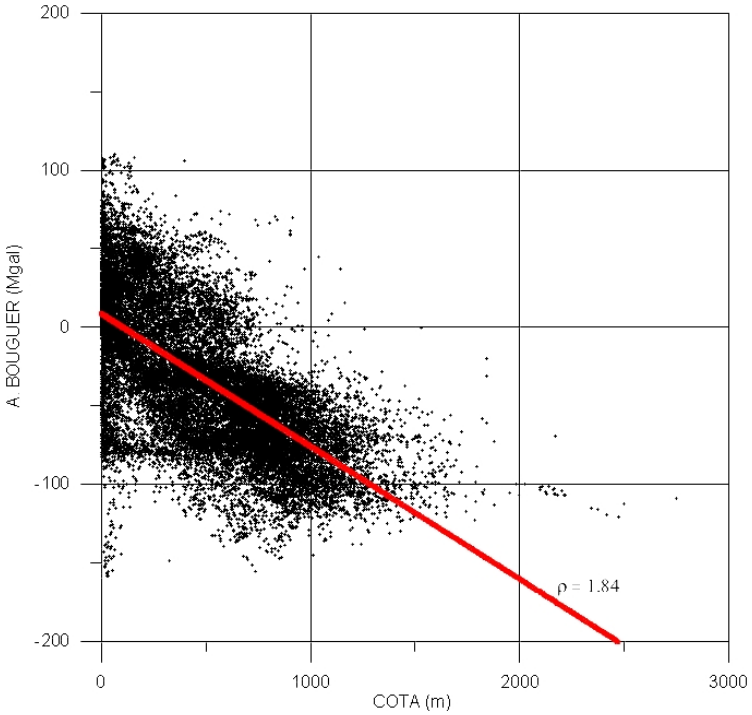


Figura 6.5.– Gráfico Anomalía de Bouguer frente a la cota para datos terrestres. La línea recta representa el ajuste de los datos y su pendiente indica una densidad de 1.84 $g.cm^{-3}$. La densidad de reducción en la correción de Bouguer fué de 2.67 $g.cm^{-3}$.

Para el último de los parámetros del modelo de Airy-Heiskanen, la densidad de la carga topográfica, se ha seleccionado el valor medio de 2.67$g.cm^{-3}$ utilizado universalmente en el cálculo de la correción de Bouguer.

6.3. CAMPO ISOSTÁTICO REGIONAL.

El cálculo de la atracción de las masas en compensación (raíces isostáticas) en un punto de la superficie terrestre (CIR), se ha estimado calculando la atracción en un modelo de Tierra plana hasta una distancia de 166.7Km utilizando el algoritmo Airyroot modificado de Parker, (1972) basado en la Transformada Rápida de Fourier (FFT).

Este CIR (o corrección isostática), obtenido con este procedimiento representa la atracción gravitatoria de las raíces isostáticas a nivel del mar (fig 6.6).

De manera general puede observarse que este campo es negativo bajo las áreas elevadas y altamente positivo en zonas de corteza oceánica. Para el caso del Macizo Hespérico el CIR presenta valores negativos moderados excepto en el margen noroccidental de la península y en el Sistema Central y la Sierra de la Demanda donde se llega a valores de –90 miligales. Si se analiza el resto de la península se observa que el máximo valor negativo del CIR se localiza en el área de los Pirineos llegando a alcanzar los –110 mGal. Otras zonas con altos valores negativos son la Cordillera Ibérica con valores en torno a los –100 mGal y la zona de las Cordilleras Béticas donde no se alcanzan valores menores de –80 mGal. Queda comprobado que el CIR es un reflejo de la distribución en profundidad de las raíces isostáticas, ya que estas últimas, a su vez, constituyen la imagen especular de la superficie topográfica en el modelo de Airy-Heiskanen.

6.4. MAPA DE ANOMALÍAS ISOSTÁTICAS RESIDUALES.

La necesidad de realizar las correcciones isostáticas estriba en que si se conoce el valor del campo isostático regional (causado por la compensación en profundidad de la carga topográfica), y se sustrae del mapa de anomalía de Bouguer observada, es posible obtener un mapa de anomalías isostáticas residuales que omite el efecto gravimétrico causado por el déficit de densidad bajo las áreas elevadas (raíces isostáticas). El mapa resultante muestra las anomalías de gravedad producidas por los contrastes de densidad en la corteza, y, por tanto, permite definir con mucha más resolución los límites entre ellos. Esto permite una mejor localización de las estructuras frágiles que se desarrollan en la corteza superior.

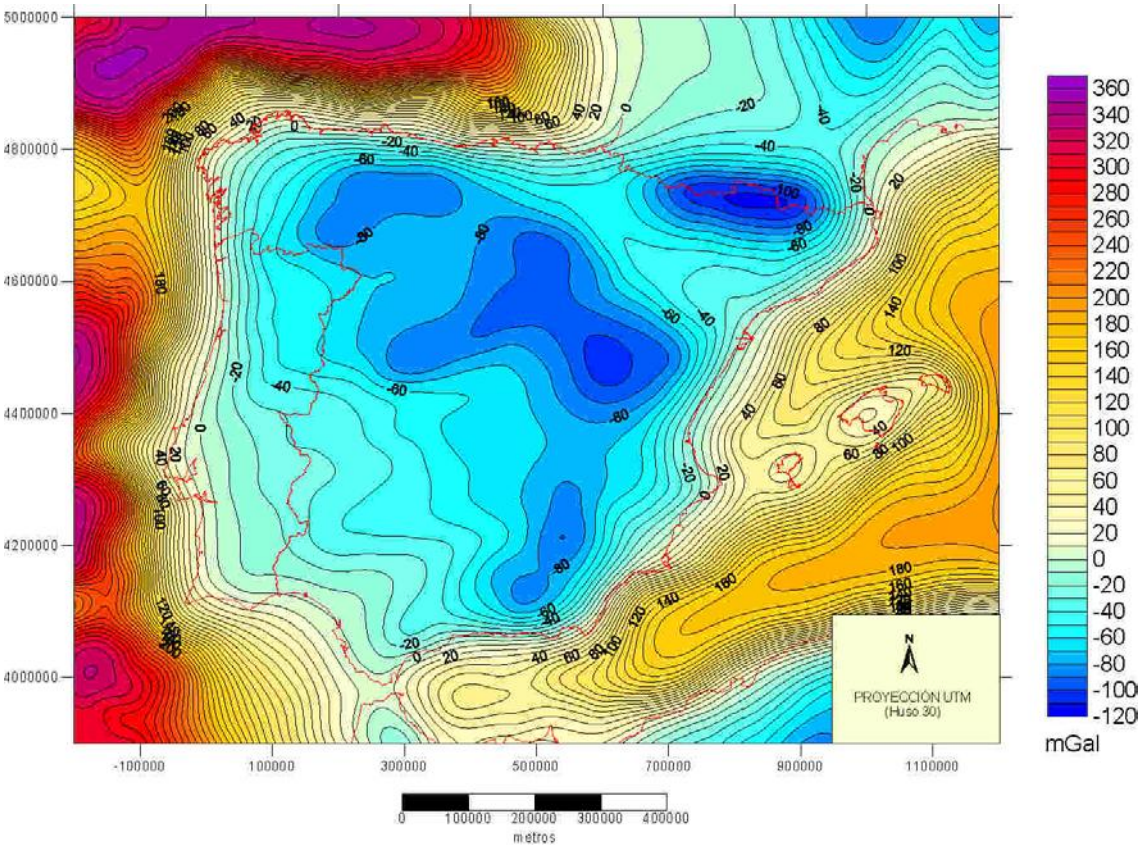


Figura 6.6.- Mapa del Campo Isostático Regional (CIR). Contornos cada 10 miligales. Ver texto para la explicación.

La obtención de la anomalía isostática residual (AIR) se realiza entonces sustrayendo el valor del campo isostático regional (CIR), del valor de anomalía de Bouguer (AB) según la (ec. 3).

$$AIR = AB - CIR \qquad (3)$$

El mapa de AIR de las figuras 6.7 y 6.8 se ha obtenido aplicando esta ecuación a los datos gravimétricos distribuidos en mallas regulares. Ambos tipos de mallas, tanto la de anomalías de Bouguer como la del CIR presentan un paso de malla de 4 Km con lo que se obtiene un mapa de AIR con la misma resolución.

Antes de pasar a realizar un análisis cualitativo del mapa conviene comentar algunos de los errores que puede presentar este mapa.

Debido a que se ha continuado el mapa de anomalías de Bouguer en áreas oceánicas aparecen algunos errores fundamentalmente en las áreas donde el relieve del fondo oceánico es especialmente abrupto. Para las áreas terrestres, los valores de AIR pueden estar sujetos a algunos errores, debidos fundamentalmente a la construcción del mapa de anomalías de Bouguer. Estos errores pueden concretarse en incertidumbres al determinar la cota de cada estación de medida, corrección topográfica y errores propios en la medida de la gravedad en cada estación. En cualquier caso, estimamos que el error medio para las zonas emergidas no supera los 5mGal en general. Sin embargo este valor medio puede verse incrementado en áreas de extremado relieve topográfico.

6.5. ANÁLISIS CUALITATIVO DEL MAPA DE AIR.

El mapa de anomalías isostáticas residuales obtenido muestra una buena correlación con las principales unidades geológicas y estructurales presentes en la Península Ibérica. Los valores máximos de anomalía isostática residual en la corteza continental se localizan en el suroeste de la Península con valores en torno a los 80 miligales. Por el contrario, los valores mínimos se corresponden con las Cordilleras Béticas, llegándose a alcanzar los –65 miligales.

A continuación se va a describir el mapa por sectores que se corresponden con la presencia de las principales cordilleras que aparecen en la península, de esta menera definirenos los siguientes sectores: Pirineos-Cuenca del Ebro, Cordillera Ibérica-Sierra de la Demanda, Cordilleras Béticas- Cuenca del Guadalquivir y Macizo Hespérico (incluyendo las cuencas del Duero y del Tajo). En el caso del Macizo Hespérico se realizará la descripción atendiendo a cada una de sus zonas.

Sector Pirineos-Cuenca del Ebro:

Esta zona destaca por presentar valores de AIR muy próximos a cero, lo que podría indicar que esta zona se encuentra muy próxima al equilibrio isostático según el Modelo de Airy-Heiskanen. Únicamente destaca la presencia de una alineación de

máximos relativos donde se alcanzan valores de hasta 50 mGal que puede deberse a la presencia de materiales densos emplazados a favor de la falla Norpirenaica. Aparecen además dos alineaciones de mínimos relativos, una con orientación E-O debida a la presencia de los depósitos sedimentarios paleógenos en el eje de Pamplona-Vitoria, la segunda alineación de mínimos presenta una orientación NO-SE y se relaciona con los depósitos neógenos de la cuenca del Ebro.

Sector Cordillera Ibérica-Sierra de la Demanda:

Las alineaciones de máximos y mínimos relativos en este sector definen correctamente la estructura de la Cordillera Ibérica. En el norte de este sector aparece un máximo elongado según una orientación NO-SE que interpretamos como la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, paralelo a este máximo aparece una alineación de mínimos relativos que se corresponde con la zona de segmentación de la cordillera y su prolongación en la cuenca de Almazán. En la Sierra de la Demanda aparecen valores positivos sugiriendo una elevación del basamento en este sector. Los depósitos terciarios de la rama castellana quedan definidos por dos alineaciones de máximos con orientaciones NO-SE y NNO-SSE. Estos dos máximos quedan interrumpidos por una alineación de mínimos NNE-SSO que se corresponde con la fosa de Teruel.

Sector Cordilleras Béticas-Cuenca del Guadalquivir:

En este sector se dan los valores mínimos de anomalía isostática residual. Este hecho puede deberse a que esta zona se encuentre en un importante desequilibrio isostático o a que el modelo de Airy-heiskanen no defina correctamente el proceso de compensación. En concreto, pensamos que estas anomalías extremas se deben a una combinación de ambas causas, por un lado esta zona presenta una orientación favorable según el campo de esfuerzos actual lo que provoca una intensa actividad sísmica que distorsiona el proceso de ajuste isostático. Por otra parte se ha sugerido recientemente un comportamiento flexural para la litosfera bajo las Béticas, por tanto la aplicación del modelo de Airy podría no ser la más adecuada en esta situación.

Esta zona parece claramente segmentada, dandose importantes mínimos en las zonas internas y pasando a valores moderados en las zonas externas. La orientación de

los mínimos es NE-SO en las zonas orientales pasando a ser más E-O bajo las máximas cotas del macizo. Además pueden observarse alineaciones de mínimos según una dirección NO-SE reflejando una estructura en bloques.

En la zona del Arco de Gibraltar aparecen dos cinturones de anomalías de geometría arqueada. El primer cinturón y más externo, de anomalías negativas, se continúa desde el área de Granada hasta Tánger. El cinturón más interno con valores de hasta 75 mGal se corresponde con la presencia de los macizo ultramáficos de Ronda y el norte de Marruecos. Esta dualidad es característica ambientes convergentes y pone de manifiesto el emplazamiento hacia el oeste de la microplaca de Alborán.

Sector Macizo Hespérico:

Zona Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa:

En un primer análisis del mapa podemos observar claramente el reflejo de la estructura arqueada de estas dos zonas. Aparecen alineaciones de máximos y mínimos relativos según las principales unidades de estas zonas. Hay que destacar que en conjunto la zona presenta valores positivos, propios de cortezas engrosadas mediante cabalgamientos donde no se han desarrollado raíces isostáticas importantes que compensen la topografía (Simpson et al., 1986)

En el mapa con iluminación artificial de la figura 6.8 se observan gradientes gravimétricos que se corresponden con límites tectónicos. En la Zona destaca un gradiente con dirección E-O que define el contacto de esta unidad con los materiales de la cuenca del Duero, además aparece otro gradiente, más sutil, con orientación NO-SE que parece prolongarse hasta el Cabo de Peñas siguiendo la traza de la falla de Ventaniella. También aparece marcado el contacto entre ambas zonas donde se pone en contacto el Antiforme del Narcea con la unidad de Somiedo-Correcilla. Otro de los accidentes importantes con expresión gravimétrica es la falla de Vivero.

Zona Centroibérica:

Esta zona presenta un patrón de anomalías complejo, ya que aparecen alineaciones con direcciones E-O propias de la estructura hercínica y alineaciones gravimétricas con

orientación NE-SO que se corresponden con la estructura alpina. En el noroeste peninsular, zona de Galicia Tras Os Montes, destacan los máximos con geometría elíptica reflejando los complejos ultramáficos de Cabo Ortegal, Órdenes, Bragança y Moráis, estos complejos quedan definidos por importantes gradientes que marcan la traza de los principales contactos entre estos complejos y sus autóctonos relativos. Estos cuerpos quedan separados entre sí por una alineación de mínimos con dirección NE-SO.

El Sistema Central queda definido por dos alineaciones de máximos, uno con dirección E-O y otro con dirección NE-SO flanqueados por alineaciones de mínimos paralelas a ellos que definen los depocentros de las cuencas terciarias adyacentes. En general se observa una compartimentación en el Sistema Central, ya que la zona de Gredos presenta valores positivos de AIR mientras que, por el contrario, la zona de Guadarrama se caracteriza por presentar valores medios negativos. Esta segmentación parece estar de acuerdo con los recientes datos de modelización de trazas de fisión, que indican un levantamiento diferencial en ambos sectores (Plio-Cuaternario en Guadarrama y Oligoceno-Mioceno en Gredos), (De Bruijne, 2001). Los grandes mínimos adyacentes al Sistema Central delimitan de manera aproximada la geometría del basamento en las cuencas del Duero y del Tajo, presentando estructuras asociadas E-O en el primer caso y NNE-SSO en el segundo. Además se observan unos máximos orientados según N-S en el área oriental del sistema Central que debe corresponder con los afloramientos metamórficos del sector Somosierra- Ayllón.

Hacia el sur de la cuenca del Tajo y mediante un fuerte gradiente que interpretamos como un accidente tectónico de primer orden, se observan unos máximos relativos orientados E-O y NE-SO en la zona de los Montes de Toledo. Estos máximos quedan interrumpidos por dos mínimos, uno NE-SO y otro E-O en la zona de Ciudad real y Campos de Calatrava que dan paso a un máximo E-O.

Por último hay que destacar el conjunto de mínimos relativos de gran extensión que aparecen orientados según una dirección NO-SE que se corresponden con el afloramiento del Batolito de Los Pedroches. Este mínimo presenta un importante gradiente que se continúa hasta la costa portuguesa que representa la zona de sutura que pone en contacto esta zona con la de Ossa-Morena.

Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa:

La característica principal al analizar estas dos zonas es la presencia de los valores máximos de anomalía para la corteza continental (hasta 80 mGal). Este hecho puede deberse a la abundancia de terrenos de composición máfica propios de cortezas oceánicas (Ofiolitas, etc) emplazados en ambientes convergentes y la presencia de grandes masas mineralizadas como los yacimientos de sulfuros masivos de la Faja Pirítica.

Los máximos y mínimos relativos presentan una orientación que sigue las estructuras hercínicas, tal es el caso de los máximos relacionados con la banda de cizalla de Badajoz-Córdoba y la ofiolita de Beja-Acebuches. Hacia el oeste de Portugal se observa un máximo relativo curvado que delimita el contacto con los terrenos mesozoicos de esa región.

6.5.1.MAPA DE PRIMERA DERIVADA VERTICAL.

Los mapas de primera derivada en campos potenciales se utilizan habitualmente para acentuar las anomalías de corta longitud de onda que quedan enmascaradas por las anomalías regionales de mayor longitud de onda debidas, generalmente, a cuerpos situados a mayor profundidad.

El proceso de realizar una primera derivada en un mapa de campo potencial conlleva una pérdida de información de utilidad en interpretaciones cuantitativas, sin embargo esta supresión de las grandes longitudes de onda facilita la visualización y comparación de distintas tendencias y fábricas en varios dominios geológicos.

Por este motivo, los mapas de primera derivada vertical son útiles para resaltar las anomalías causadas por abruptos cambios laterales de densidad en los primeros kilómetros de la corteza y por tanto, para correlacionar la información gravimétrica con la cartografía geológica (Simpson et al., 1986).

En un primer análisis de la figura 6.9 podemos observar esta correlación. Los tonos rojos se corresponden con rocas que en general presentan una alta densidad mientras que por el contrario los tonos azules indican valores bajos de densidad. Los valores positivos, aparecen en la zona del noroeste peninsular (complejos alóctonos de la Zona Centroibérica), la Sierra de Gredos, el sector de enlace entre el Sistema Central y la Cordillera Ibérica, la Sierra de la Demanda, los Montes de Toledo, la Sierra Morena, la Serranía de Ronda y en general en toda la Zona de Ossa Morena y Surportuguesa. En el caso de los valores negativos hay que destacar la clara correlación de los dos mínimos adyacentes al Sistema Central que reflejan, de manera aproximada la geometría del basamento de las cuencas del Duero y del Tajo. También se observa un mínimo elongado que coincide con la traza del Batolito de Los Pedroches. Por último, destacan los mínimos asociados a la depresión del Guadalquivir.

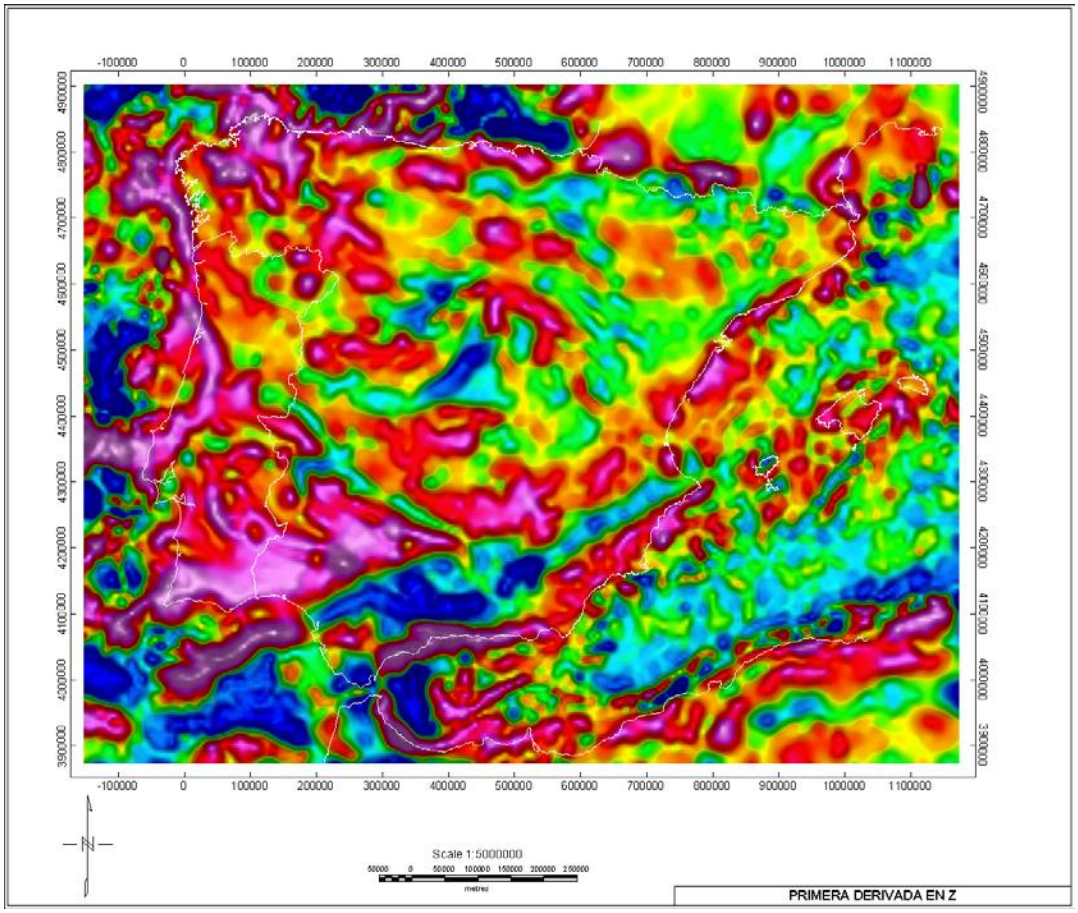


Figura 6.9.- Mapa de la primera derivada en la vertical del campo isostático residual. Los colores azules representan mínimos gravimétricos (bajas densidades), los tonos rojos representan máximos gravimétricos (altas densidades) . Ver texto para la explicación.

6.6. ANÁLISIS CUANTITATIVO DEL MAPA DE AIR.

Las nuevas técnicas para la manipulación, mejora y filtrado de datos gravimétricos a gran escala, así como los nuevos métodos de representación gráfica posibilitados por los avances en la informática (mapas en escala de grises, sombreados, combinados, etc), nos aportan nuevas posibilidades a la hora de examinar la información gravimétrica en estudios sobre estructuras y evolución tectónica de un área extensa como es el caso del Macizo Hespérico.

En este apartado se tratan dos métodos de análisis cuantitativo de la información gravimétrica, por un lado se realiza un análisis espectral del campo isostático residual, separando la información por longitudes de onda. Además se realiza un análisis del máximo gradiente horizontal en dicho campo con el objetivo de cartografiar los contactos de primer orden existentes entre las distintas unidades geológicas de la Península Ibérica.

6.6.1. ANÁLISIS ESPECTRAL.

Muchas operaciones de filtrado de datos, así como de eliminación de ruido o de separación de diferentes componentes de señal se realizan en el dominio de las frecuencias. La ventaja de utilizar este dominio sobre el espacio-temporal es que permiten descomponer una señal compleja en diferentes componentes armónicas (con diferente longitud de onda), lo que permite seleccionar las longitudes de ondas a estudiar o a eliminar. Este tipo de procesado permite, por ejemplo, seleccionar las frecuencias bajas para estudiar las tendencias regionales (o distribución de masas en profundidad en gravimetría), o bien seleccionar las longitudes de onda más cortas que permiten analizar las variaciones locales (o distribuciones de densidades cerca de la superficie en el caso de la gravimetría). El filtrado mediante análisis espectral se está imponiendo desde hace unos años a otros procesados más clásicos como son el ajuste de superficies polinómicas, o al suavizado por "*splines*".

Las técnicas de filtrados mediante análisis espectral se puede realizar tanto en 1 como en 2 dimensiones mediante la utilización del análisis de Fourier. Este análisis permite descomponer una función compleja en sus componentes seno y coseno simples,

de manera que la suma de todas las componentes, definidas por su amplitud, su fase y su longitud de onda, da como resultado la función total original (Davis, 1986; Telford *et al*., 1976; Gasquet y Witmoski, 1990). El único requisito es que los datos de entrada presenten un espaciado regular, tanto a lo largo de perfiles como de mapas. Las longitudes de ondas contenidas en los datos presentan como máximo la longitud del perfil o mapa (*frecuencia fundamental*), y como mínimo el doble del espaciado entre los datos (*frecuencia de Nyquist*). Entre ambos valores límite existen una serie de longitudes intermedias que constituyen múltiplos de la frecuencia fundamental, y que se denominan *armónicos*.

En el apartado 6.2. ya se comentó una de las utilidades del análisis espectral. En la figura 6.3 se representaba el espectro medio radial de una malla de anomalías de aire libre para estudiar las profundidades de los principales contrastes de densidad en la litosfera. De esa figura se obtenían valores de 45, 20 y 13Km para la profundidad de las fuentes, y por tanto estos límites debían estar en el rango de 45 a 20 Km para el límite Corteza-Manto y de 20 a 13 Km para el límite Corteza Superior-Corteza Inferior.

La figura 6.10 representa el espectro medio radial de la malla de AIR. Se puede observar claramente que este espectro puede descomponerse en dos tramos bien diferenciados, uno con grandes pendientes que representará las fuentes profundas causantes de las anomalías de gran longitud de onda y un tramo de menor pendiente que se corresponde con las fuentes someras causantes de las anomalías de corta longitud de onda. El punto de rotura de la pendiente se corresponde con un valor de 200Km de longitud de onda. Este valor servirá como frecuencia de corte en la realización de un mapa de AIR de longitud de onda corta (en el que se marcarán los rasgos de carácter local) y un mapa de AIR de gran longitud de onda (en el que se representarán las tendencias regionales).

Mapa de AIR de grandes longitudes de onda.

En este mapa (figura 6.11a) se representan aquellas longitudes de onda del campo isostático residual que superan los 200 Km. Este es un mapa en el que se marcan las tendencias regionales del campo isostático. En la figura se puede observar que el Macizo Hespérico presenta una respuesta positiva, presentando valores máximos tanto

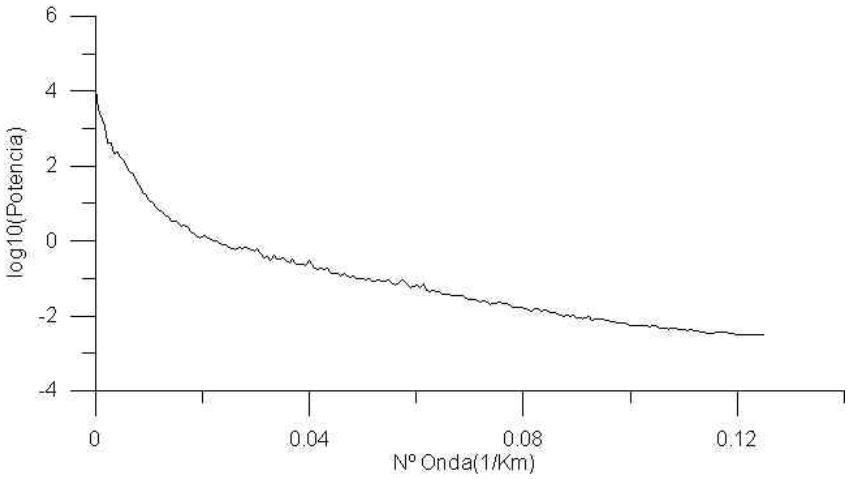


Figura 6.10.– Espectro medio radial de la malla de anomalías isostáticas residuales para la Península Ibérica. El espectro puede descomponerse en dos tramos diferenciados por sus pendientes. Ver texto para la explicación.

en el noroeste como en el suroeste peninsular. Estos máximos sugieren la existencia de una corteza adelgazada causante de la anomalía positiva, además este valor puede verse incrementado con la presencia de cuerpos máficos-ultramáficos en la corteza varisca. Dentro del macizo, en el sector de la Sierra de Guadarrama, aparecen valores negativos, poniendo de manifiesto un engrosamiento de la corteza en ese sector. Sin embargo la anomalía regional negativa que mas destaca dentro de la península se localiza en las Cordilleras Béticas y la Cuenca del Guadalquivir. Este mínimo podría interpretarse en términos de engrosamiento cortical aunque también puede deberse a que el modelo isostático seleccionado no ajuste de manera correcta en este sector.

Mapa de AIR de pequeñas longitudes de onda.

El mapa de la figura 6.11b refleja las tendencias locales del campo isostático y guarda una estrecha correlación con las principales unidades y accidentes tectónicos de la Peninsula Ibérica. Claramente destaca la estructura arqueada del sector norte del Macizo Hespérico (Zona Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa) así como cada uno de sus límites entre sus distintas unidades y su continuación en áreas sumergidas. Se puede observar que en este mapa se refleja también la continuación de todas las estructuras variscas bajo la cuenca del Duero poniendo de manifiesto la fábrica del basamento

varisco en esa región. La localización de las unidades alóctonas de la Zona Centroibérica es otro de los rasgos a destacar, estas unidades dan unos máximos relativos cuya geometría coincide satisfactoriamente con la cartografiada en superficie. La estructura del Sistema Central también queda definida , así como la importante zona de sutura entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena y el contacto de esta última con la Zona Surportuguesa. El contacto del Macizo Hespérico con el Mesozoico de Portugal queda definido por un importante gradiente que coincide con la traza de la falla de Porto-Tomar. En la zona bética destacan los mínimos asociados al antepaís bético así como un importante gradiente coincidente con la zona de fractura de Crevillente. Por otro lado aparecen importantes anomalías positivas en el sur de la península asociados a la presencia de litologías ultramáficas como en el caso de la serranía de Ronda.

6.6.2. MAPA DE MÁXIMO GRADIENTE.

El estudiar la información gravimétrica mediante el análisis de los máximos gradientes gravimétricos constituye una buena herramienta a la hora de realizar interpretaciones geológicas. Se sabe que cuando se tienen cuerpos geológicos próximos a superficie que presentan contactos casi verticales, el máximo gradiente de la gravedad ocurre, aproximadamente sobre dicho contacto. Si realizamos un mapa de contornos con la amplitud del gradiente horizontal (la magnitud de la pendiente del campo gravimétrico en un punto determinado con independencia de la dirección que se tome), la líneas que se dibujen a lo largo de los máximos de pendiente reflejarán de manera aproximada los límites (contactos, fallas) entre los cuerpos geológicos que causan las anomalías gravimétricas.

Los límites obtenidos con este procedimiento pueden no pasar directamente sobre los contactos si las asunciones originales no son válidas, es decir, si los contactos no son muy netos o si los cuerpos geológicos se encuentran a gran profundidad. Sin embargo algunas de estas desviaciones pueden ser útiles a la hora de realizar extrapolaciones de la geología superficial en el subsuelo (estimar buzamientos de planos de falla, etc).

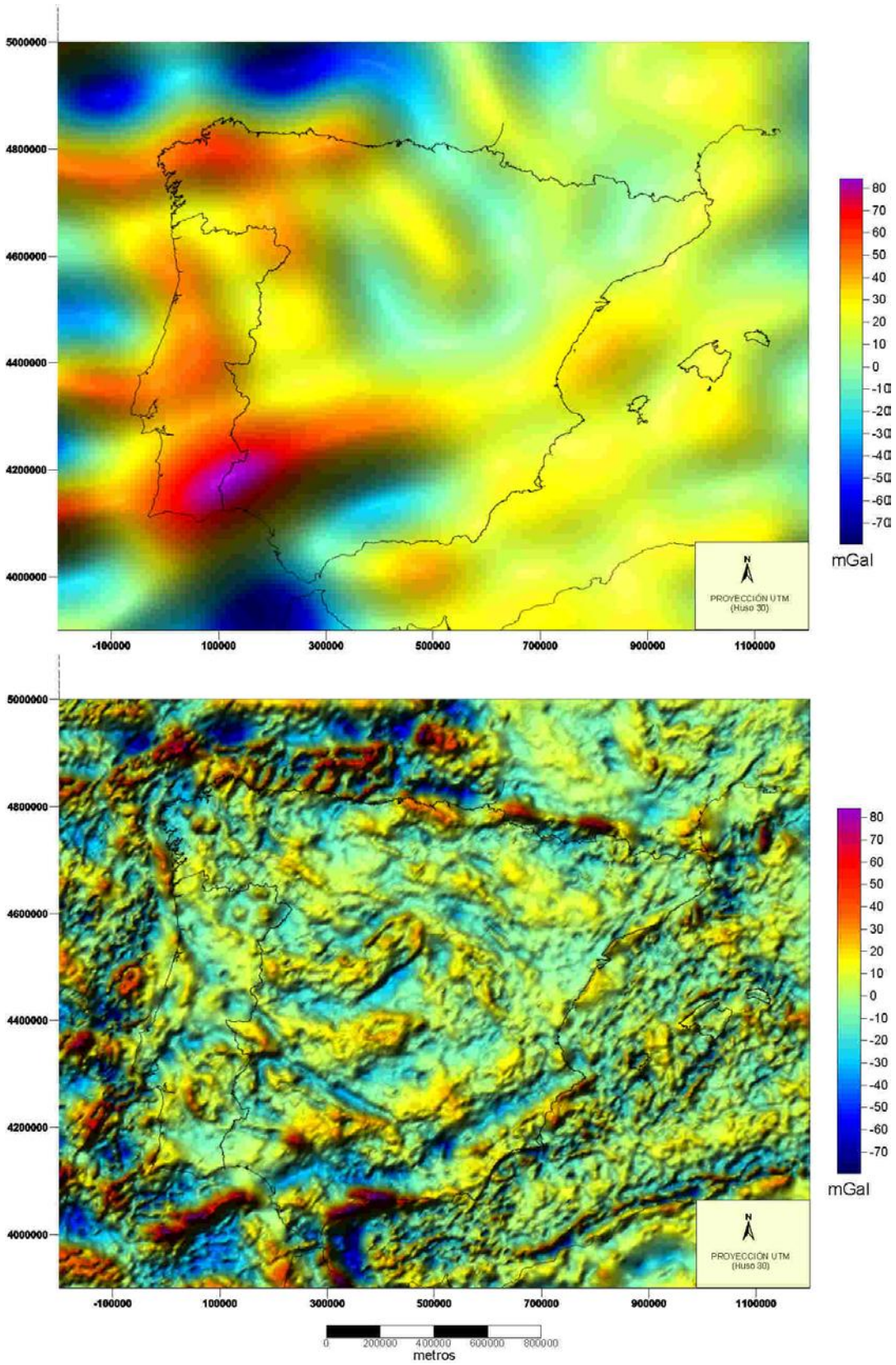


Figura 6.11.- a) Mapa de AIR de grandes longitudes de onda. Este mapa refleja la tendencia regional del campo isostático residual. b) Mapa de AIR de pequeñas longitudes de onda. En este mapa se acentúan los contrastes de densidad en las primeras capas de la corteza.

En la figura 6.12 se representa el mapa de gradientes correspondiente al campo isostático residual (mapa de AIR). Podemos observar que, en efecto, algunos de estos máximos gradientes se corresponden con límites tectónicos importantes.

En la figura 6.13 se puede observar una primera interpretación de este mapa de gradientes donde destacan claramente las estructuras arqueadas en las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa. Además, dentro de la zona Cantábrica, queda reflejada la Falla de Ventaniella que lleva una orientación NO-SE hasta llegar al Cabo Peñas. Aparece claramente marcado el contacto fuertemente curvado entre ambas zonas donde se pone en contacto la unidad del Antiforme del Narcea con la unidad cabalgante de Somiedo-Correcilla.

Otro de las estructuras que resaltan es la Falla de Vivero. Este importante accidente extensional pone en contacto la zona axial del Macizo Hespérico (Zona Centroibérica) con sus zonas más externas (Zona Asturoccidental-Leonesa).

Dentro de la Zona Centroibérica, destacan los gradientes de forma elíptica del noroeste peninsular marcando la superficie de contacto de los grandes complejos ultramáficos de Órdenes, Moráis y Bragança con su autóctono relativo. Destacan también algunas otras estructuras tanto Variscas como Alpinas en la parte portuguesa así como el contacto entre los materiales mesozoicos con los paleozoicos en el Oeste de Portugal. En cuanto a la zona central, destacan importantes gradientes con orientación NE-SO que se corresponden con los bordes Norte y Sur del Sistema Central. También quedan reflejados los gradientes con orientación N-S así como los E-O que marca el contacto de la cuenca del Tajo con el macizo cristalino de los montes de Toledo.

Uno de los accidentes variscos más destacados en la zona es el contacto de la zona Centroibérica con la de Ossa Morena ya sea en su límite más antiguo (Batolito de Los Pedroches), como en el más reciente propuesto (Zona de cizalla Badajoz-Córdoba). Es por esto que este área debe consituir una importante sutura (alto contraste de densidad) entre los terrenos paleozoicos del Macizo Hespérico.

Dentro de la zona de Ossa Morena destacan los gradientes con orientación NO-SE que deben representar los contactos entre las diferentes unidades que componen esta zona.

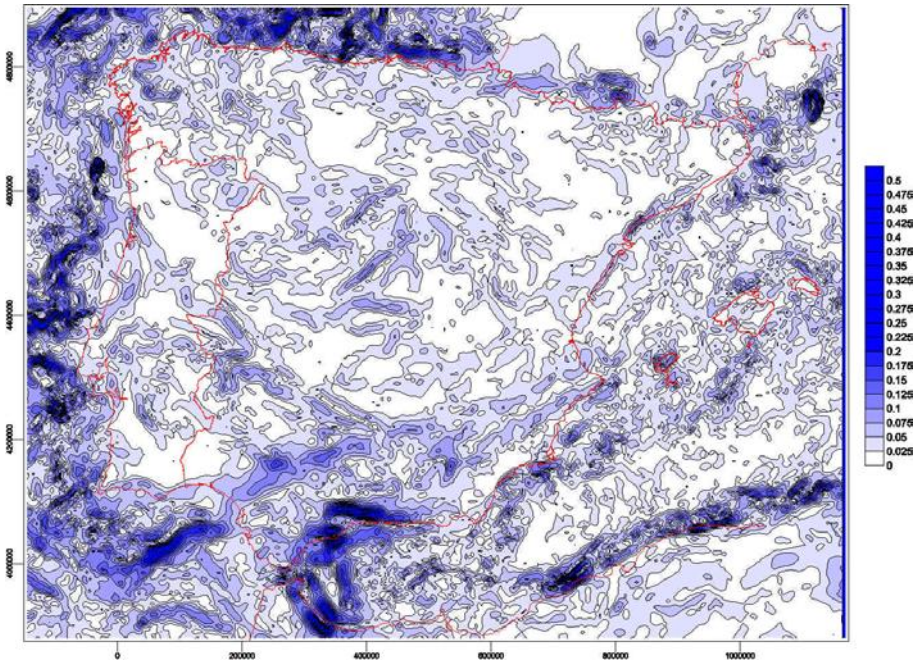


Figura 6.12 - *Mapa de máximo gradiente horizontal del campo isostático residual. La geometría y orientación de varios de estos gradientes coincide aproximadamente con principales contactos geológicos cartografiados . Ver texto para la explicación.*

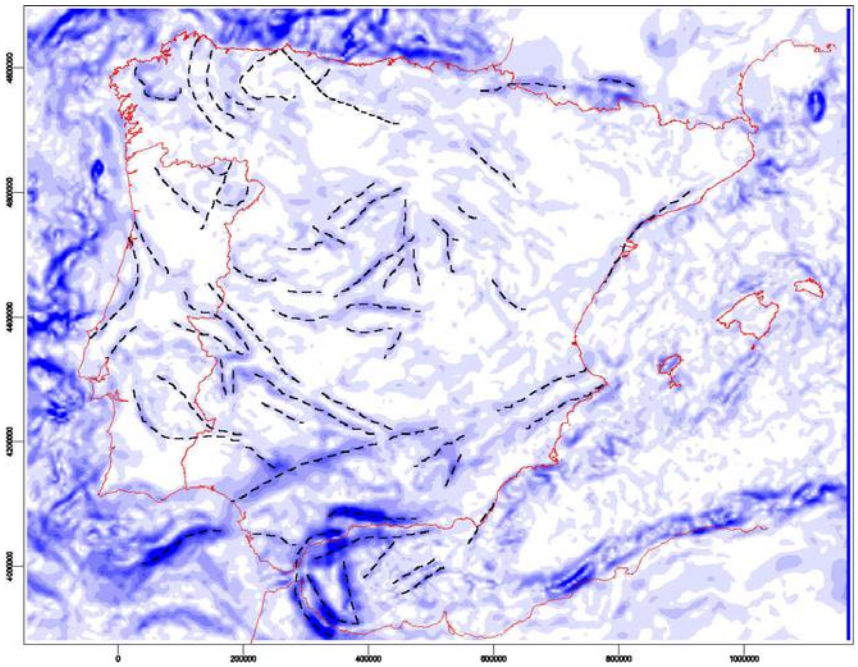


Figura 6.13.- *Mapa de máximo gradiente horizontal interpretado. La escala de color es la misma que en la figura 6.12 y representa el valor del gradiente expresado en grados. Ver texto para la explicación.*

Estos contactos se corresponderían con cabalgamientos emplazados en un contexto tectónico de tipo “thin-skinned” según los modelos propuestos para esta zona. El accidente más importante es el gradiente que coincide con la traza del cabalgamiento de Ficalho-Almonaster donde se pone en contacto la Zona de Ossa Morena con la Zona Surportuguesa (Unidad del Pulo do Lobo).

Sin duda alguna los gradientes más destacados en este mapa se pueden observar en la zona de las Cordilleras Béticas y Mar de Alborán. Resaltan los gradientes con dirección E-O y ENE-OSO así como la estructura del Arco de Gibraltar relacionada con el emplazamiento de la microplaca de Alborán. También se observan, en la parte occidental del Mar de Alborán, dos gradientes con dirección aproximada N-S que delimitan un cuerpo alargado según esta dirección. Recientemente esta zona se ha interpretado como un corredor de cizalla sinestral bajo el campo de esfuerzos actual. Esta hipótesis parece ser consistente con la aparición de importantes gradientes con dirección NE-SO en la zona central de Alborán.

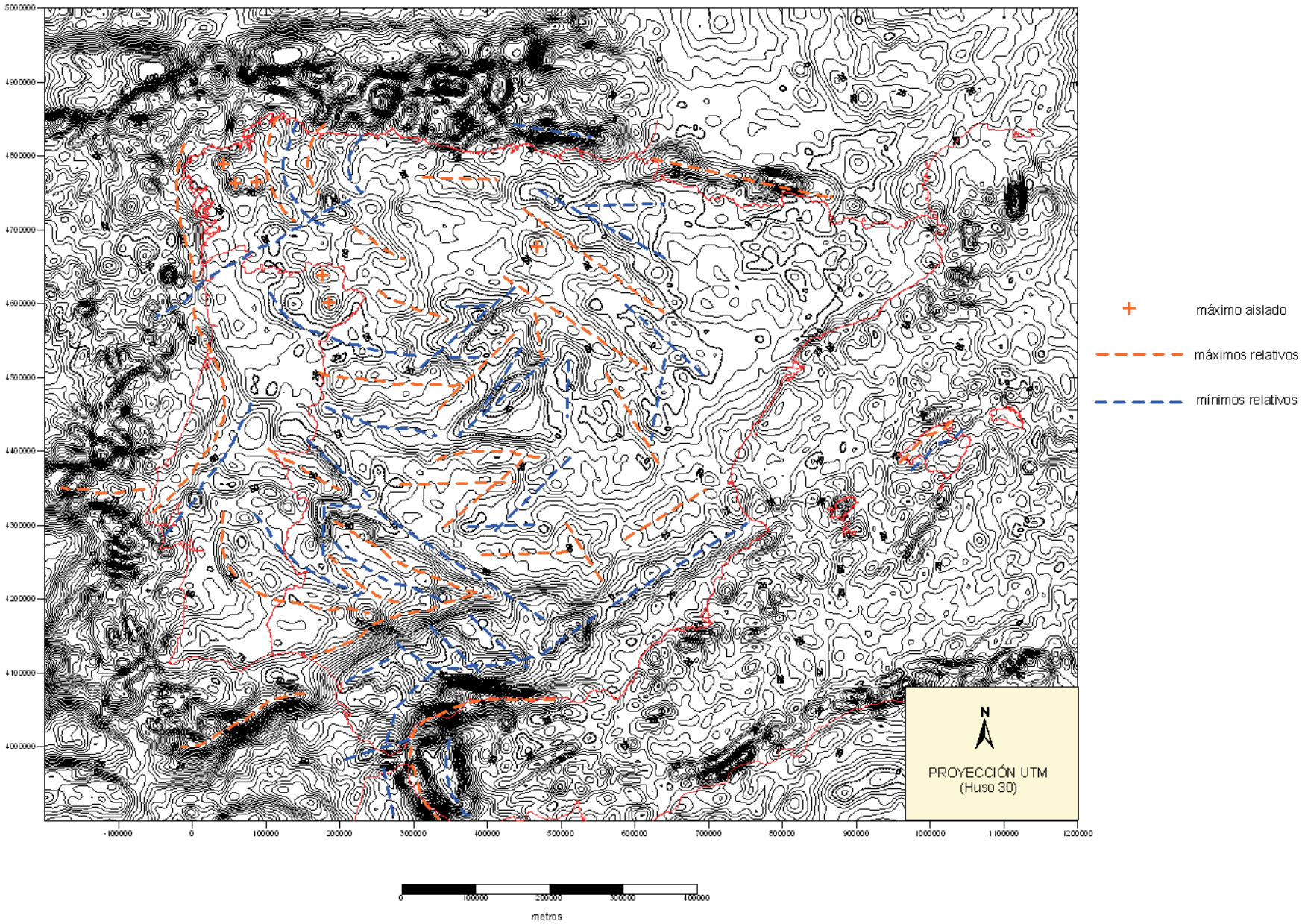


Figura 6.7. - Mapa de Anomalías Isostáticas Residuales (AIR). Los contornos representan intervalos de 5 mGal. Los contornos rayados representan valores mínimos relativos. En naranja se han representado las alineaciones de máximos relativos y en azul los mínimos. Las cruces naranjas representan máximos aislados. Ver texto para la explicación.

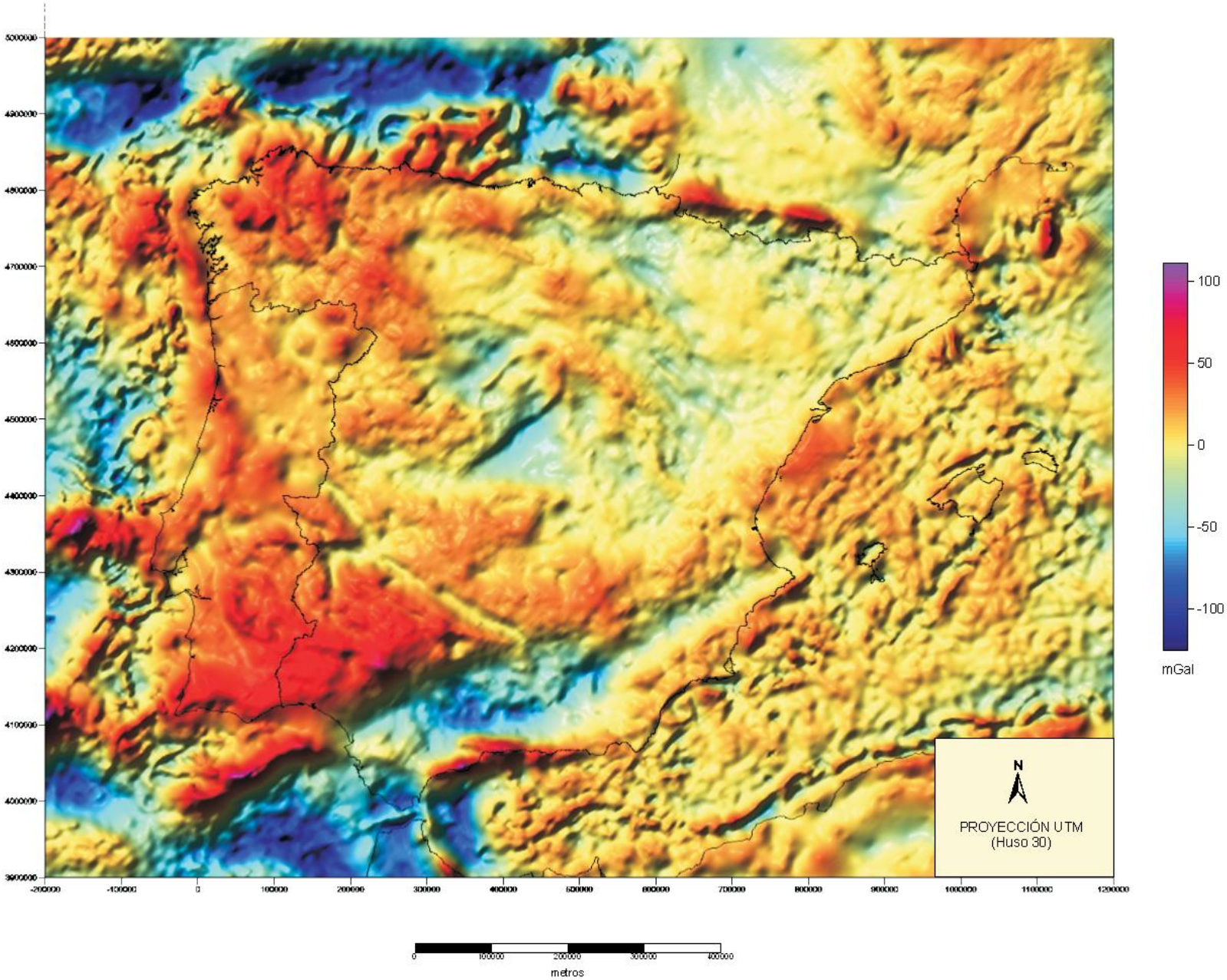


Figura 6.8. - Mapa de Anomalías Isostáticas Residuales (AIR) con iluminación artificial. En este mapa se resaltan los gradientes gravimétricos. En rojo se representan las zonas con valores positivos. En azul valores negativos. Ver texto para la explicación.

7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este apartado se describen algunas de las ventajas que presenta la utilización de las anomalías isostáticas residuales (AIR) con respecto a las anomalías de Bouguer a la hora de detectar cuerpos geológicos y estructuras o fábricas dominantes en las primeras capas de la corteza. Además se discutirá sobre el significado de las anomalías isostáticas residuales y la precaución que hay que tener en su interpretación sin atender a otro tipo de datos complementarios. Finalmente, dedicaremos un apartado a la integración con otros datos geofísicos como la sismicidad y el magnetismo. Por último se apuntarán brevemente algunas de las conclusiones principales obtenidas de este análisis.

7.1. ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS MAPAS GRAVIMÉTRICOS.

Los mapas de anomalías de Bouguer no funcionan de manera completamente correcta cuando se pretende caracterizar geológicamente los primeros kilómetros de la corteza, esto se debe a que las anomalías gravimétricas generadas por los cuerpos geológicos que se encuentran próximos a la superficie se ven frecuentemente alteradas o enmascaradas por anomalías de gran amplitud y gran longitud de onda relacionadas con la isostasia. Este hecho es particularmente cierto en áreas montañosas, pero también en áreas donde el relieve no es tan acusado.

La mayoría de las anomalías de Bouguer de gran longitud de onda se deben a la distribución en profundidad de cambios de densidad entre la corteza y el manto superior para poder soportar la topografía según el principio de la isostasia. Bajo las áreas de relieve acusado, en general, existe una deficiencia de masa que da lugar a anomalías de Bouguer regionales con carácter negativo. De manera inversa, las zonas donde aparecen bajos topográficos, como las cuencas oceánicas, se relacionan con valores positivos de anomalía de Bouguer.

Este hecho queda demostrado si comparamos el mapa de anomalías de Bouguer con el mapa de anomalías isostáticas residuales. En el mapa de anomalías de Bouguer de la figura 5.2 podíamos observar grandes mínimos que se correspondían con la presencia de las grandes cadenas montañosas de la península. Además la presencia de cuerpos geológicos en las primeras capas de la corteza no era muy evidente, como en el

caso de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa donde la estructura queda enmascarada por anomalías de gran longitud de onda. Por otra parte, las litologías con alta densidad no presentan valores positivos en el mapa de anomalías de Bouguer, por lo que su interpretación es más complicada. Sin embargo, en el mapa de anomalías isostáticas residuales aquellos cuerpos que presenten densidades superiores a 2.67 gr/cc quedarán reflejadas como máximos gravimétricos y las rocas que estén por debajo de este valor darán lugar a mínimos gravimétricos siempre y cuando el modelo isostático para la región sea el adecuado y no actúen otros esfuerzos que distorsionen el equilibrio isostático. Este es el caso de los complejos ultramáficos del noroeste peninsular y las grandes cuencas sedimentarias que quedan acentuados en el mapa de AIR.

Otra de las ventajas del mapa de AIR es que se acentúan los gradientes gravimétricos relaccionados con estructuras importantes. Como ejemplo destacamos la falla Norpirenaica, la falla de Vivero, la zona de sutura entre la Zona Centroibérica y la de Ossa Morena, la falla de Porto-Tomar y los múltiples gradientes del sector bético.

Por último hay que decir que en este mapa de AIR quedan mejor reflejadas tanto la estructura hercínica como la alpina del Macizo Hespérico, lo que posibilita un favorable marco regional para estudios geofísicos más detallados en esta antigua cadena.

Como conclusión metodológica principal cabe decir que la utilización de las anomalías isostáticas como método de obtención de una anomalía residual presenta una clara ventaja con respecto a los mapas residuales obtenidos por filtrados por filtrados o ajustes polinómicos. Esto es así porque en estos últimos casos el procesado numérico no lleva implícito ningún modelo geológico con lo que se corre el peligro de obtener resultados ambiguos.

Interpretación de las anomalías isostáticas residuales.

Muchas de las anomalías de corta longitud de onda (menores de cien kilómetros) se correlacionan correctamente con cuerpos geológicos cartografiados o que se encuentran próximos a superficie. Hay que destacar que las anomalías isostáticas residuales, como método único, fundamentalmente reflejan los contrastes de densidad

en los primeros kilómetros de la corteza. Por ello hay que tener cuidado en su interpretación, ya que la tendencia es a interpretarlas como desviaciones del equilibrio isostático. Sin embargo si se combina esta información con la aportada por otro tipo de estudios como datos geomorfológicos (encajamientos de redes fluviales,...), trayectorias Tª/t obtenidas de trazas de fisión en apatitos, sismicidad, etc, podremos discutir acerca del estado de equilibrio isostático de una zona determinada.

De manera general, las anomalías isostáticas residuales positivas ocurren sobre:

- Cuerpos ígneos máficos emplazados en ambientes tectónicos de tipo rift, o de arco magmático, o también como intrusiones aisladas controladas por estructuras previas.
- Cuñas acreccionales en cortezas máficas en ambientes oceánicos, de arco-isla o transicionales.
- Basamentos cristalinos elevados.

Por el contrario, las anomalías negativas se encuentran sobre:

- Cuerpos potentes compuestos de materiales félsicos intrusivos o extrusivos.
- Depósitos sedimentarios en ambientes tectónicos compresionales, extensionales o en dirección.
- Basamentos cristalinos deprimidos.

Las anomalías de gran longitud de onda parece que reflejan propiedades o parámetros corticales en la mayoría de los casos. Algunos máximos gravimétricos se asocian a cortezas que presentan una alta velocidad media de ondas sísmicas y, por el contrario, algunos mínimos se asocian a cortezas con bajas velocidades medias.

Sin embargo la tendencia común al analizar los mapas de AIR es la de interpretar las anomalías exclusivamente en términos de balance isostático, es decir, debido a masas o cargas que no están en equilibrio isostático. De esta manera podríamos interpretar en términos de infracompensación isostática una AIR positiva mientras que una anomalía negativa implicaría una sobrecompensación. Los datos gravimétricos a escala mundial confirman que, en general, la isostasia se alcanza sobre la mayoría de la superficie de la Tierra, pero la tarea de asignar el lugar exacto donde se consigue el equilibrio isostático en una anomalía es extremadamente difícil. La razón de esto se debe a que algunos cuerpos geológicos que están en equilibrio isostático total pueden producir anomalías isostáticas residuales distintas de cero. Esto se debe a que su posición en la corteza es más próxima a la superficie terrestre que la de la raíces que los

compensan. Este hecho puede asimilarse de una manera sencilla con el ejemplo descrito por Simpson et al. (1986) y que se muestra en la figura 7.1.

En la figura 7.1(a), podemos ver una montaña situada sobre una corteza uniforme que es soportada por una raíz local de Airy-Heiskanen. En un mapa de AIR no aparecería ninguna anomalía debido a que el efecto de la montaña queda eliminado por la corrección de Bouguer y el efecto del déficit de densidad de la raíz isostática queda eliminado por la corrección isostática.

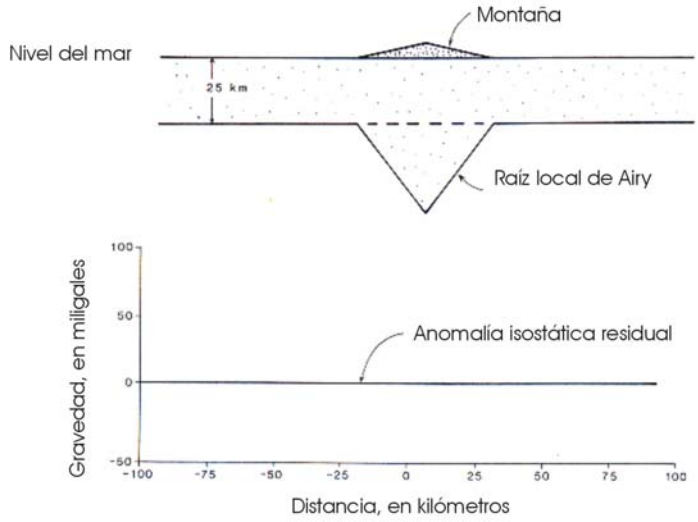
En la figura 7.1(b), una masa densa situada en la corteza superior se encuentra soportada por una raíz local. Debido a la ausencia de topografía en este caso ni el efecto de la masa, ni el efecto de la raíz pueden eliminarse. La raíz, que se encuentra situada en profundidad genera una anomalía gravimétrica mas ancha y de menor amplitud que la producida por la masa de elevada densidad situada próxima a la superficie. En principio, la presencia de estas raíces podrían detectarse considerando una curva como la de la figura, un máximo de gran amplitud y corta longitud de onda flanqueado por dos mínimos de mayor longitud de onda pero menores en amplitud. Sin embargo este hecho resulta casi imposible de realizar ya que las anomalías de menor entidad quedan enmascaradas por las producidas por cuerpos adyacentes a ellas.

7.2. INTEGRACIÓN CON OTROS DATOS GEOFÍSICOS

El análisis conjunto de la información gravimétrica con otro tipo de información geofísica asegura unos resultados óptimos cuando se pretende estudiar la geología de una determinada región.

Esta información gravimétrica guarda muchas analogías con la procedente de los estudios de magnetismo ya que en ambos casos se trabaja con campos potenciales. Una herramienta muy útil es la de comparar el mapa de primera derivada vertical (fig 6.9) con un mapa de anomalías aeromagnéticas reducido al polo (fig 7.2).

a)



b)

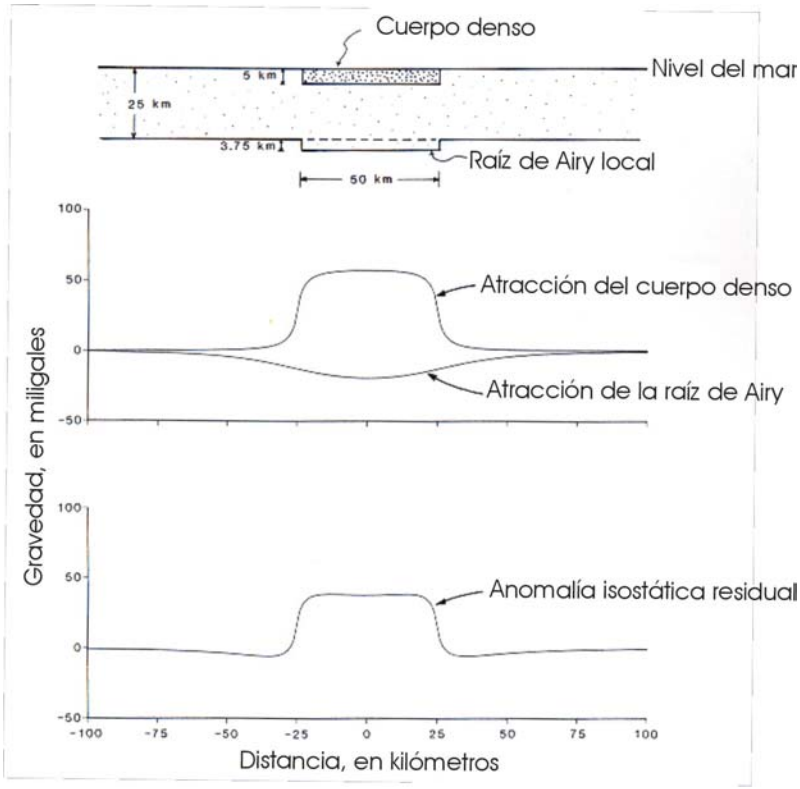


Figura 7.1.- a) Cuando una montaña está completamente compensada en el modelo de Airy-Heiskanen, se produce una anomalía isostática residual de 0 mGal. b) Cuando se tiene un cuerpo denso emplazado en los niveles superiores de la corteza compensado isostáticamente por una raíz de Airy-Heiskanen, se produce una anomalía isostática residual positiva generada por el cuerpo denso, ya que el efecto de la raíz isostática queda atenuado por la profundidad. Modificado de Simpson et al., 1986. Ver texto para la explicación.

El aplicar esta primera derivada en la vertical es equivalente a realizar una transformación pseudomagnética. La primera derivada en la vertical de una anomalía gravimétrica es proporcional a la anomalía magnética que debería observarse si el material denso fuese sustituido por material magnético, en igual proporción, y si la dirección de magnetización y la del campo geomagnético local fuesen verticales. Debido a esta propiedad este tipo de mapas pueden compararse detalladamente con mapas de anomalías aeromagnéticas reducidos al polo donde el campo magnético se supone vertical. De esta manera podemos identificar grupos importantes de rocas por la coincidencia (o no coincidencia) de las anomalías gravimétricas con las magnéticas.

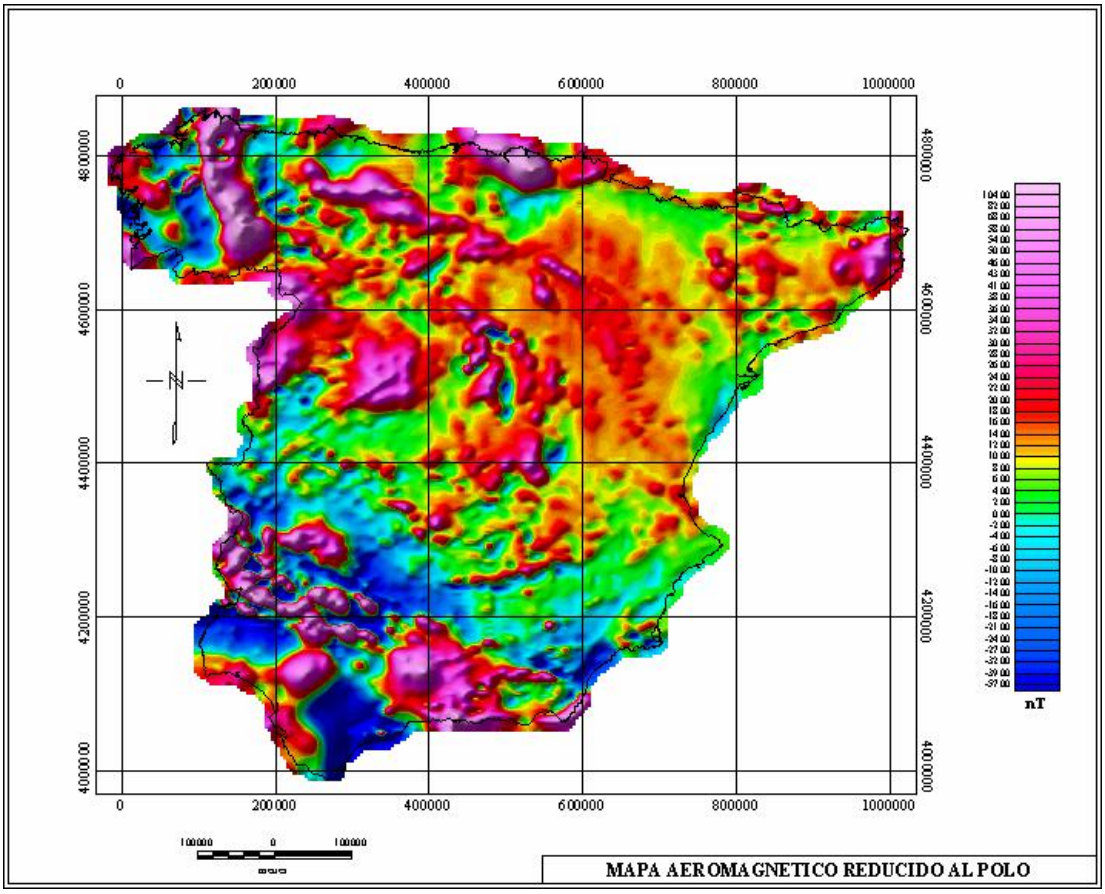


Figura 7.2.- *Mapa aeromagnético reducido al polo. Los tonos azules representan valores negativos mientras que los tonos rojos indican valores positivos. Compárese este mapa con el de la figura 6.9. Ver texto para la explicación.*

Algunas restricciones se presentan en este método ya que no se pueden definir únicamente litologías teniendo en cuenta su densidad y magnetización. Sin embargo, de manera general, podemos decir que las rocas máficas son generalmente densas y magnéticas y, por tanto, podremos asociar cuerpos ígneos máficos con anomalías gravimétricas y magnéticas de carácter positivo.

Otro tipo de información a tener en cuenta es la actividad sísmica ya que nos puede ayudar a definir estructuras activas actualmente o potencialmente activas bajo el campo de esfuerzos actual. En la figura 7.3 se representa el MDT de la península con los mecanismos focales calculados en el Proyecto Sigma (1998) para definir el campo de esfuerzos actual.

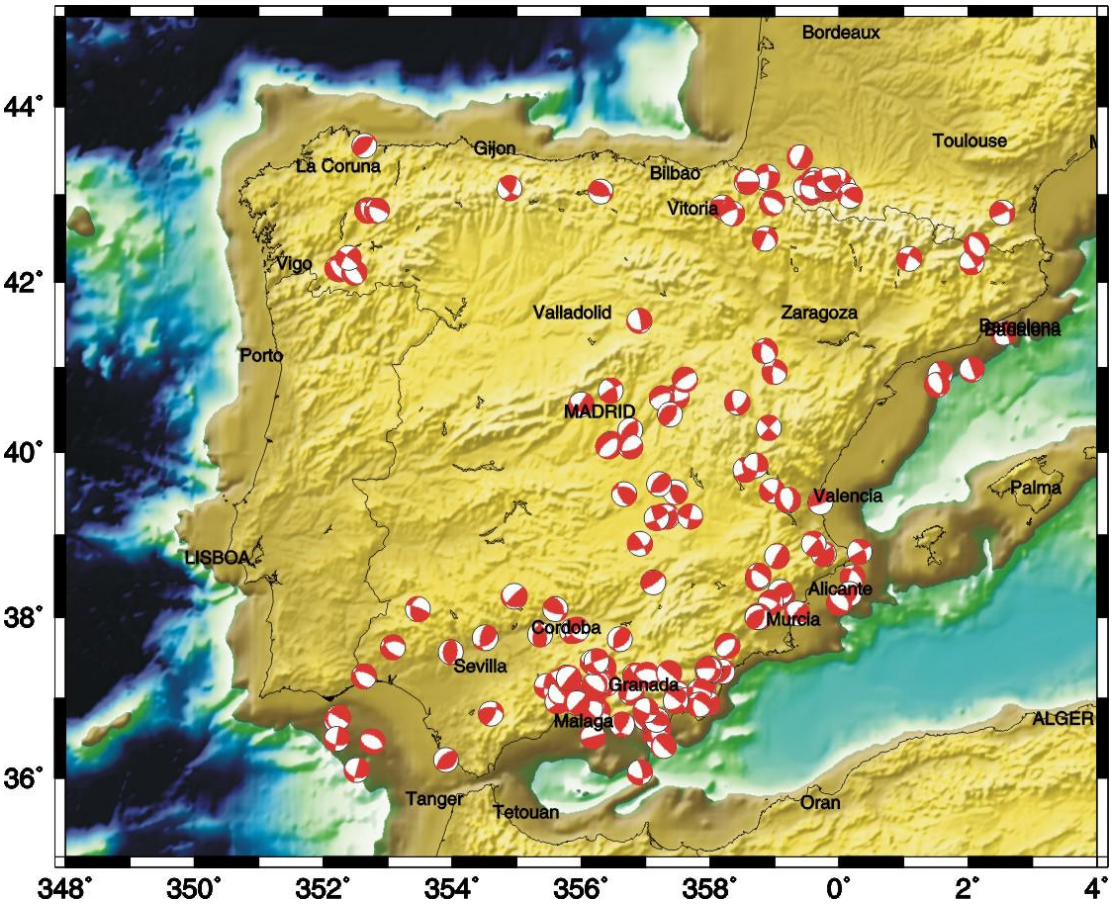


Figura 7.3- Mecanismos focales (Proyecto Sigma, 1998) sobre el Modelo Digital del Terreno de la Península Ibérica.

Se puede observar que la localización espacial de estos focos coincide de manera aproximada con algunas de las estructuras definidas por el análisis isostático, tal es el caso de los Pirineos, Sistema Central, Cordillera Ibérica y Cordilleras Béticas. Esta relación quizás pueda observarse de mejor manera en la figura 7.4. donde se representan los epicentros obtenidos del catálogo del Instituto Geográfico Nacional.

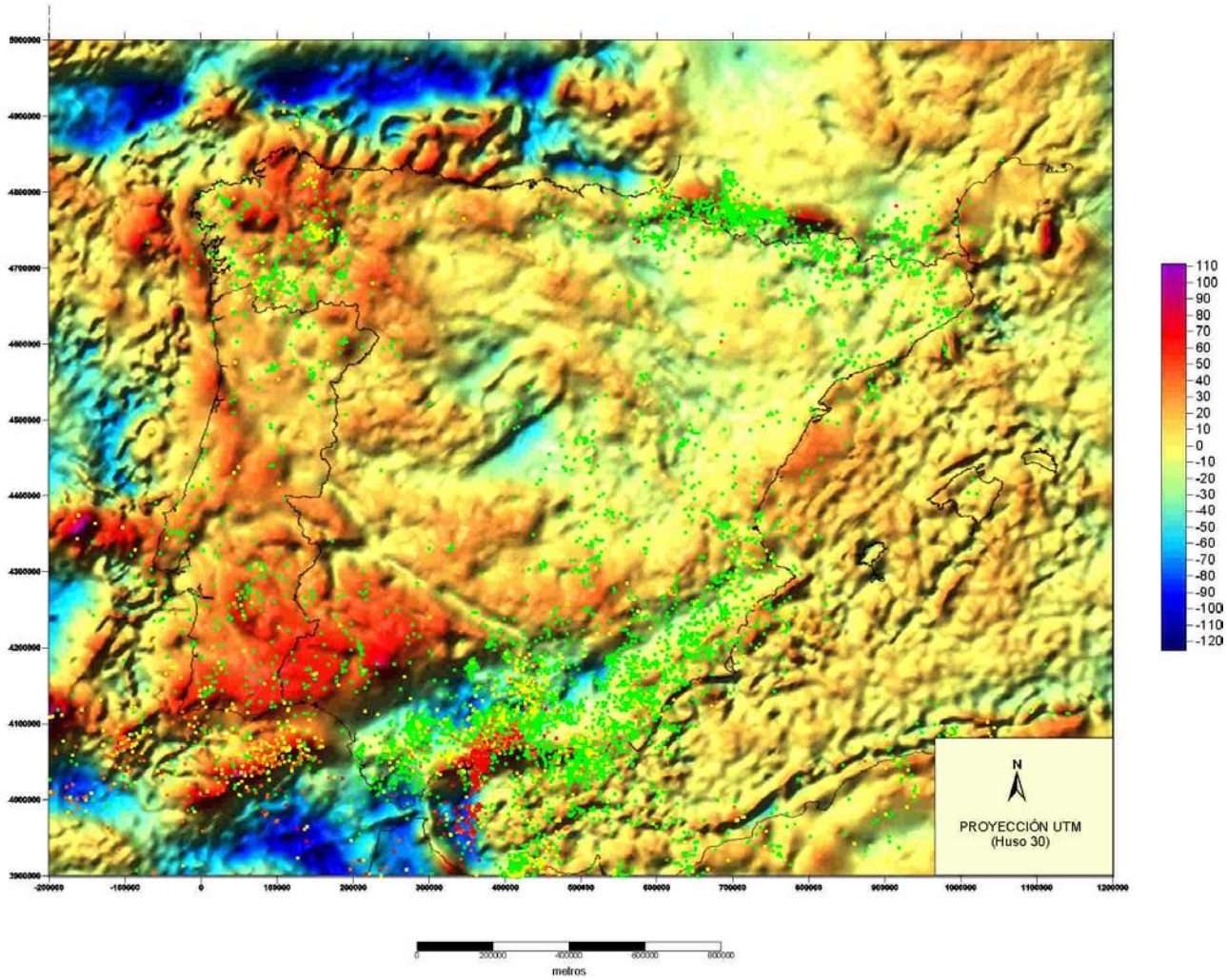


Figura 7.4.- Localización de epicentros del catálogo del I.G.N. sobre las anomalías isostáticas residuales, en miligales. El código de color de los epicentros responde a su profundidad de foco. En verde 0-15 Km, amarillo 15-30 Km, naranja 30-60 Km y en rojo profundidades mayores de 60 Km.

7.3. CONCLUSIONES

En la realización de este trabajo se ha llegado a una serie de conclusiones que pasamos a citar a continuación.

La información geofísica procedente de diversas fuentes presenta una gran heterogeneidad. Por ello se ha hecho necesario el reelaborar toda esta información en bases de datos que sean lo suficientemente homogéneas para asegurar unos resultados óptimos.

El mapa de anomalías de Bouguer, con continuación en las áreas marinas, mejora sustancialmente la calidad con respecto a los anteriormente publicados. De esta manera se pueden continuar las estructuras que se observan en áreas emergidas hacia las zonas oceánicas.

El mapa de anomalías de Bouguer presenta una intima relación inversa con la topografía, dándose importantes mínimos regionales sobre áreas de extremado relieve. Por tanto este tipo de mapas no es el más adecuado para realizar interpretaciones geológicas en los primeros kilómetros de la corteza continental.

Mediante la técnica de las anomalías isostáticas residuales es posible definir la geometría de la superficie del Moho de manera simple, y en primera aproximación, asumiendo un modelo isostático de partida.

El aplicar una corrección isostática para obtener una anomalía residual conlleva a la asunción de un modelo geológico de partida. Este hecho se obvia en los tradicionales mapas de anomalías residuales obtenidos mediante filtrados o ajustes polinómicos. Por tanto el mapa de anomalías isostáticas residuales presenta una clara analogía con las principales unidades geológicas de la península.

En el mapa de AIR se pueden continuar las estructuras hercínicas bajo las grandes cuencas sedimentarias y además se pueden observar las interferencias entre las estructuras hercínicas y alpinas (fig 7.5).

El análisis espectral 2D puede aportar datos cuantitativos para detectar fábricas dominantes en el campo gravitatorio y para distinguir un tipo de terreno con respecto a otros. Además es útil a la hora de determinar las profundidades de los principales contrastes de densidad en la litosfera y separar tendencias locales de regionales.

Las anomalías de gran longitud de onda parece que reflejan propiedades o parámetros corticales en la mayoría de los casos. Algunos máximos gravimétricos se asocian a cortezas que presentan una alta velocidad media de ondas sísmicas y, por el contrario, algunos mínimos se asocian a cortezas con bajas velocidades medias.

Algunas de las maneras alternativas de representar las AIR son capaces de aportar información adicional sobre las distribuciones de densidad que se dan en la corteza.

El mapa de primera derivada en la vertical acentúa las anomalías gravimétricas que se producen sobre contrastes de densidad someros y abruptos.

El mapa de máximo gradiente horizontal aporta información sobre las zonas donde se producen cambios muy abruptos de densidad, es decir, nos marca los posibles contactos entre los diferentes cuerpos geológicos que se encuentran en la corteza (fig 7.5).

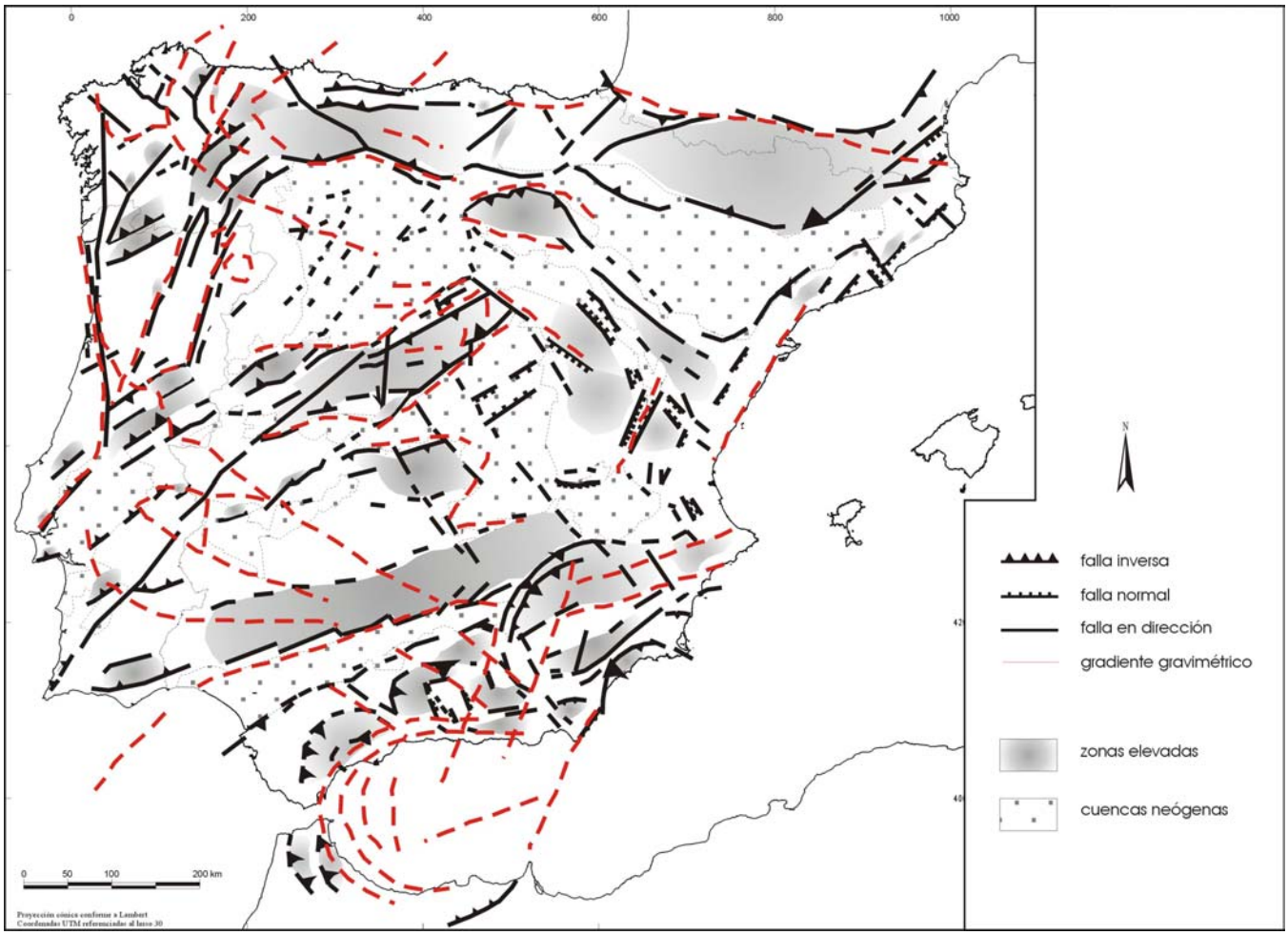


Figura 7.5. – Modelo geológico obtenido a partir del análisis conjunto de la información. En este mapa aparecen algunas de las principales estructuras de la Península Ibérica así como los principales gradientes gravimétricos obtenidos mediante la técnica de las anomalías isostáticas residuales. Modificado de Vegas et al. (1998).

8. BIBLIOGRAFÍA

Alonso San Millán (1978). Mapas Gravimétricos (preprint). 11 pp., 2 mapas. Memorias de la Comisión Nacional de Geodesia v Geofísica. II Asamblea Nacional.

Álvarez, J., Muñoz, A., Carbó, A., De Vicente, G y Llanes, P. (2002). Mapa de Anomalías Isostáticas Residuales de la Península Ibérica. 3ª Asamblea Hispano Portuguesa de geodesia y Geofísica. En prensa.

Arenas R, Farias P, Gallastegui, G. et al. (1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes. Simposio sobre Cinturones Orogénicos. 11 Congr Geol Esp, Granada, pp 75-84.

Bastida, F. (1980). Las estructuras de la primera fase de deformación herciniana en la Zona Asturoccidental-Leonesa. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo.

Bastida, F., Martínez Catalán, JR., Pulgar, JA. (1986). Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). J. Struct. Geol. 8: 415-430.

Bayer, R. & Matte, Ph. (1979). Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction?. A new gravity interpretation. Tectonophysics, 57, T9-T18.

Bergamín, J. F. (1983). Mapa gravimétrico del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Revista de Materiales y Procesos Geológicos. Vol. 4. 185-202.

Bergamín, J. F. y Carbó, A. (1986). Discusión de modelos para la corteza y manto superior en la zona sur del área centroibérica, basados en anomalías gravimétricas. Est. Geol., XLII, 143-146.

Bergantín, J. F., y Tejero, R. (1993). Gravity Map of the NE zone of the Madrid basin: Contribution of the Knowledge of the deep structure of the zone, en Iberian Lithosphere

heterogeneity and anisotropy. Ed. Mezcua, J., y Carreño, E., Instituto Geográfico Nacional. Monografía núm. 10. 285-297.

Boogaard MV Den., Schermerhorn LJG. (1980). Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 4 – a lower Famennian conodont fauna near Nerva (Río Tinto). Scr Geol 56:1-14

Cadavid, S., (1977). Avance de una mapa de isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical. Bol Geol. Min. España. LXXXVIII, 561-566.

Carbó, A. (1980). Interpretación geotectónica en el borde sur-oriental de la Cordillera Ibérica (provincias de Valencia y Albacete) basada en determinaciones gravimétricas. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.179 pp.

Carvalho, D., Goinhas, J., Oliveira, V., Ribeiro, A. (1971). Observaçoes sobre a geologia do sul de Portugal e consequencias metalogenéticas. Estud Not Trab serv Fomento Min (Porto) 20 (1/2):153-199.

Casas, A.; Torné, M.. y Banda, E. (1978). Mapa gravimétric de Catalunya. 1:500.000. Servei Geologic de Catalunya, 135 pp. y 1 mapa.

Castaño, S., Carbó, A. & Martínez Catalán, J. R. (1981). Investigación de la posición estructural del complejo de Cabo Ortegal en base a datos gravimétricos y magnetométricos. Cuad. Geol.Ibérica, 7, 471-487.

Chapin, D. (1996). A deterministic approach toward isostatic gravity residuals-A case study from South America. Geophysics, 61, 4, 1022-1023.

Córdoba, D., (1987). Estudio de la Litosfera en el noroeste de la Península Ibérica. Desarrollo de un sistema de digitalización y procesado de señales sísmicas. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 292 pp.

Córdoba, D., Banda, E. and Ansorge, J., (1987). The Hercynian crust in northwestern Spain; a seismic survey. Tectonophysics, 132: 321-333.

Córdoba, D.. Banda, E. and Ansorge, J.. (1988). P-wave velocity-depth distribution in the Hercynian crust of Northwest Spain. Phys. Earth Planet. hit., 51: 235-248.

Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E. (eds). (1990). Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer Verlag. Berlín, 416pp.

Davis, JC. (1973). Statistics and data analysis in Geology. John Wiley and Sons. 550 pp.

De Bruijne, C.H. (2001). Denudation, intraplate tectonics and far field effects in central Spain. PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 164pp.

Díez Balda, M.A. (1980). La sucesión del complejo esquisto-grauváquico al sur de Salamanca. Estud Geol 36: 131-138

Diez Balda, M.A., Vegas, R. y González Lodeiro, F, (1990). Central Iberian Zone: Autochthonous sequences: Structure. En R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (editores), Pre Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlín, pp 172-188.

Dutton, C. E. (1882). Physics of the Earth`s crust; by the Rev. Osmond Fisher: Am. J. Science, V23, 136, pp. 283-290.

ESCI, Estudios Sísmicos de la Corteza Ibérica, P. Santanach (editor), (1997). Rev Soc Geol Esp. 8 (4) - 1995. 543pp.

Farias P, Gallastegui G, González Lodeiro F et al. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafia y estructura de Galicia Central. Anais da Facultade de Ciencias, Universidade de Porto, Memorias l: 411-431

Gasquet, C. y Witmoski, P. (1990). Analyse de Fourier et applications. Masson, París: 354 pp.

Gilbert, G. K. (1913). Interpretation of anomalies of gravity: U.S. Geol. Surv. Prof., v 85, pp 29-37.

Gómez Ortiz, D. (2001). La estructura de la corteza en la zona central de la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 352pp.

Hammer, S. (1939). Terrain corrections for gravimeter stations. Geophysics. 4, 184. 194.

Hayford, J. F. and Bowie, W. (1912). The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity. U.S. Coast Geod. Surv. Spec. Publ.,10, 132pp.

Heiskanen, W. A., and Moritz, H. (1967). Physical Geodesy. 364pp. W. H. Freeman, New York.

ILIHA DSS Group, (1993). A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. Tectonophysics,221, 35-51.

Inglada, V. (1923). Las observaciones gravimétricas. Instituto Geográfico y Catastal 568 pp.

Inglada, V. (1927). Nota acerca de las isoanomalías de la gravedad en las regiones central y meridional de España. Instituto Geográfico y Catastral, 15 pp. y 1 mapa.

Instituto Geográfico y Catastral (1968). Mapa gravimétrico de la provincia de Santander. Instituto Geográfico y Catastral. 36 pp. y 2 mapas.

Instituto Geográfico Catastral (1969). Mapas gravimétricos de las provincias de Álava, Guipúzcoa y Vizcaya.. 47 pp. y 3 mapas.

Instituto Geográfico Catastral (1970). Mapa gravimétrico de la provincia de Ciudad Real. 66 pp.y 1 mapa.

Instituto Geográfico Catastral (1972). Avance del mapa gravimétrico de la Península Ibérica. 30 pp. y 3 mapas.

Instituto Geográfico Catastral (1974). Memoria gravimétrica española. 8 pp. y 2 mapas.

Instituto Geográfico Nacional (1983). Base de datos de señales gravimétricas. Memoria interna. 111pp.

Jachens, R. C.; Simpson, R. W.; Blakely, R. J.; Saltus, R. W. (1989). Isostatic residual gravity and crustal geology of the United States. Geological Society of America Memoir, 172, 405-424.

Julivert, M. (1971). Decollement tectonics in the Hercinian Cordillera of NW Spain. Am. Sci. 270:1-29

Julivert M, Fontboté JM, Ribeiro A, Nabais Conde LE (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleres. E 1: 1.000.000. Memoria (1974) 113pp. Inst Geol Mín Esp

Kane, M.F. (1962). A comprehensive system for terrain corrections using digital computer. Geophysics 27 (4).

Karner, G. D. and Watts, A. B. (1983). Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges. Journal of Geophysical Research,88,B12, 10449-10477.

Klingelé, E. (1980). A new method for New-Topographie Correction in Gravity Surveys. Pageoph, 119 (2), 373-379.

LaFehr, T.R. (1991). An exact solution for the gravity curvature (Bullard B correction). Geophysics 56 1179-1184.

Lotze, E. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt Forsch 6: 78-92

Lozano, L. (1948a). Sobre la interpretación de las anomalías isostáticas. Revista de Geofísica. Año VII, núm. 26, 156-165.

Lozano, L. (1948b). Las anomalías isostáticas en España según la teoría de Airy . Revista de Geofísica. Año VII, núm. 26, 156-165.

Lozano, L. (1962). Mapas para el cálculo de las reducciones topo-isostáticas. Instituto Geográfico y Catastral. 5 pp. 2 mapas.

Lozano, L. (1963a). La reducción Bouguer-Isostáticas. Revista de Geofísica. Año XXII, núm. 88, 275-283.

Lozano, L. (1963, b). Red de observaciones con gravímetro en la provincia de Burgos. Instituto Geográfico y Catastral.

Lozano, L. (1963, d).Red de observaciones con gravímetro en la provincia de Navarra.. Instituto Geográfico y Catastral.

Lozano, L. (1963, e).Red de observaciones con gravímetros en la provincia de Toledo. Instituto Geográfico y Catastral.

Lozano, L. (1966). Red de observaciones con gravímetro en la provincia de Palencia.. Instituto Geográfico y Catastral.

Matte, P (1964). Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (NW de l´Espagne). CR Somm Soc Geol Fr 2: 52-57

Matte, P (1968). La estructure de la virgation hercynienne de Galice (Spagne). Rev Geol Alpine 44: 1-128

Marcos, A. (1973). Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias. Trab Geol 6:1-113

Martínez Catalán, J.R. (1980). L`apparition du chevauchement basal de la nappe de Mondoñedo dans le dome de Lugo (Galice, Spagne). C. R. Acad Sci Paris 290: 179-182

Martínez Catalán, J.R. (1985). Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-Leonesa). Corpus Geol Gallaeciae (2ª serie) 2 , pp 1-291.

Martínez García E. (1981). El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (Noroeste de España). Trab Geol. 11: 95-127

Mezcua, J., Gil, A. y Benarroch, R. (1996). Estudio gravimétrico de la Península Ibérica e Islas Baleares. Inst. Geográfico Nacional. 7 pp.

Moritz, H. (1984). Geodetic Reference System 1980. En the geodesist handbook. Ed, C. C. Tscherning. Bull. Géod. 58, 338-398.

Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right angular prism. Geophysics 31. 367-371.

Oliveira, J. T. (1983). The marine Carboniferous of South Portugal: a stratigraphic and sedimentological approach. Mem Serv Geol Port 29: 3-37

Oliveira, J. T. (1990). South Portuguese Zone: Stratigraphy and Synsedimentary Tectonism. En R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (editores), Pre Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlín, pp 334-347

Parker, R.L. (1972). The rapid calculation of Potential Anomalies. Geophys. J.R. astr. Soc., 31: 447-455.

Pérez Estaún, A. Bastida F, et al (1988). A thin skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone. (Variscan Ibero-Armorican Arc). Tectonics 7 (3): 517-537

Plouff, D. (1977). A FORTRAN program to compute gravity terrain corrections based on topography digitized on a geographic grid. U. S. Geological Survey. Open. File Rep. 77-535, 45 pp.

Proyecto SIGMA, (1998). Análisis del estado de esfuerzos tectónicos reciente y actual en la Península Ibérica. Consejo de Seguridad Nuclear. Colección Otros Documentos, 10.1998, 239pp.

Quesada, C., Apalategui, O., Eguiluz, L et al. (1990). Ossa Morena Zone: Stratigraphy. En R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (editores), Pre Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlín, pp 252-279

Rey Moral, M.C. (2001). Estudio geofísico de una de una cuenca sedimentaria : La cuenca de Almazán (provincia de Soria). Implicaciones tectónicas. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 247pp.

Ribeiro, A. (1983). Structure of the Carrapateira Nappe in the Bordeira area, SW Portugal. Mem Serv Geol Port 29: 83-89

Sandwell, D. T. and W. H. F. Smith, (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. Journal of Geophysical Research, 102, B5, 10039-10054.

Sans Huelin, G. y Lozano, L. (1948). Las determinaciones de la gravedad en España y el elipsoide terrestre mas aproximado al geoide que se deduce de aquellas. Instituto Geográfico y Catastral. 22 pp. y 4 mapas.

Schermerhorn, L.J.G. (1971). An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. Bol. Geol. Min. 82 (3/4): 239-268.

Silva, J.B., Oliveira, J.T. and Ribeiro, A. (1990). South Portuguese Zone: Structural Outline. En R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (editores), Pre Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlín, pp 348-362.

Simpson, R. W.; Jachens, R. C.; Blakely, R. J. (1983): "AIRYROOT: A Fortran program for calculating the gravitational attraction of an Airy isostatic root out to 166.7 Km". U.S. Geol. Surv. Open File Rep.,83-833, 66pp.

Simpson, R. W.; Jachens, R. C.; Blakely, R. J.; Saltus, R. W. (1986): "A New Isostatic Residual Gravity Map of the Conterminous United States With a Discussion on the Significance of Isostatic Residual Anomalies". Journal of Geophysical Research,91,B8, 8348-8372.

Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell, (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science, 277, 1957-1962.

Socías, I.; Mezcua, J.; Lynam, J., y Del Potro, R. (1991). Interpretation of an aeromagnetic survey of the Spanish mainland. Earth an Planet. Science Letters. 105, 55-64.

Stapel, G. (1999). The nature of isostasy in West Iberia. And its bearing on mesozoic and cenozoic regional tectonics. Tesis Doctoral. Universidad Libre de Amsterdam. 148pp.

Surinach, E. y Vegas, R.(1988). Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. Phys. Earth. Planet. Int., 51: 226-234

Tejero, R., Perucha, M. A., Rivas, A. y Bergamín, J. F. (1996). Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central. Geogaceta, 20 (4), 47-95.

Telford, W.M.; Geldart, L.D.; Sheriff, R.E. & Keys, D.A. (1976). Applied Geophysics. Cambridge University Press: 860 pp.

Ugidos, J.M. (1990). Granites as a paradigm of genetic proceses of granitic rocks; I-types vs S-types. En R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (editores), Pre Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlín, pp 189-206.

Vegas, R., Cloetingh, S., De Vicente, G., Giner, J., Andeweg, B., Rincón, P. y Muñoz-Martín, A. (1998). Acomodación de la deformación intraplaca y la sismicidad resultante en la península ibérica: Flexuras de la corteza y corredores de falla. 1º Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Aguadulce, Almería. España.

Vening Meinesz, F. A. (1939). Tables fondamentales pour la réduction isostatique régionale. Bull. Geod., 63, 711-776.

Walter R. (1966). Resultados de investigaciones geológicas en el noroeste de la provincia de Lugo. Notas Comun Inst Geol Min Esp 89: 7-16

Woollard, G. P., (1936). An interpretation of gravity-anomalies in terms of local and regional geologic structures. Eos Trans. AGU, 17, 63-74.

Woollard, G. P., (1966). Regional isostatic relations in the United States. En: The Earth Beneath the Continents, Geophys. Monoy. Ser.. vol. 10, edited by J. S. Steinhart, and T. J. Smith, pp. 557-594, AGU, Washington. D. C.

Woollard, G. P., (1968). The interrelationship of the crust, the upper mantle, and isostatic gravity anomalies in the United States. En The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area, Geophys. Monogr. Ser., vol. 12. edited by L. Knopoff, C. L. Drake. and P. J. Hart, pp. 312-341, AGU, Washington, D. C.

Woolard, G. P. & Strange, W. E. (1962). Gravity anomalies and crust of the earth in the Pacific basin. En: The crust of the Pacific basin. A.G.U. Geophysical Monograph, 6. Washington, D. C.