

**Estudio geológico y gravimétrico de los
granitoides de la antifforma de Cáceres:
aplicación a la exploración de
yacimientos minerales**

Autora:

ROCÍO CAMPOS EGEA

© JUNTA DE EXTREMADURA

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Imprime: Gráficas Muriel, S. A.

Depósito Legal:

ISBN:

P RESENTACIÓN

Uno de los objetivos prioritarios para la Junta de Extremadura, dentro de sus competencias en materia de minería, es el de poner de manifiesto el inventario y el aprovechamiento de los recursos geológicos y mineros propios, así como la ordenación y mejora del sector minero actual. En este sentido, esta Dirección General considera de gran interés para la investigación, evaluación y ordenación de los recursos, disponer de una infraestructura geológica y minera que refleje la variedad de sustancias minerales, de cuales se puede disponer y cual es su potencial minero. Dentro de esta política, la Junta de Extremadura publicó en el año 1987 el MAPA GEOLÓGICO MINERO DE EXTREMADURA, el MAPA HIDROGEOLÓGICO DE EXTREMADURA, así como el libro de LA MINERÍA EN EXTREMADURA, que fueron las bases para la realización de otros proyectos y publicaciones realizadas por esta Dirección.

Además de la realización de proyectos y publicaciones de tipo general, se han hecho publicaciones temáticas sobre algunos aspectos concretos de los recursos, variedades y potencial de esta Comunidad; por ejemplo, el ATLAS DE ROCAS ORNAMENTALES DE EXTREMADURA Y MINERALES GEMOLÓGICOS DE EXTREMADURA. Igualmente, se han realizado trabajos específicos sobre las rocas y minerales industriales de la Comunidad y que han sido difundidos en soporte informático, en concreto sobre la PIEDRA NATURAL DE EXTREMADURA, y otros proyectos desarrollados por el INTROMAC.

Como complemento entre la información general y temática, se encuentran aquellos trabajos de investigación más específicos, como por ejemplo Tesis Doctorales realizadas en el territorio de la Comunidad que aporten nuevos conocimientos con los que poder contar, para llevar a cabo una mejor planificación y coordinación de los futuros trabajos a desarrollar. Esta Dirección General con el ánimo de fomentar la investigación geológica en el territorio, quiere publicar aquellas Tesis Doctorales que por su temática específica sean de interés para el avance del conocimiento geológico y minero de Extremadura.

En este sentido, esta Dirección General publica en este volumen la Tesis Doctoral que realizó Rocio Campos Egea titulada: “Estudio geológico y gravimétrico de los granitoides de la antifirma de Cáceres: aplicación a la exploración de yacimientos minerales”, que fue dirigida por el Dr. D. Pablo Gumiel y la Dra. Dña. Rosa Tejero y defendida públicamente en la Universidad Complutense de Madrid en junio de 1998, obteniendo la calificación de Sobresaliente *Cum Laude* por unanimidad.

El trabajo realizado consiste en una gravimetría detallada sobre los granitoides del sector central de Extremadura, y en ella se aborda uno de los problemas más complejos en las áreas graníticas, como es la forma geométrica de los plutones y su extensión en profundidad. Viene así a suplir la falta de información existente en profundidad, contribuyendo a investigar la relación de los cuerpos intrusivos con las principales zonas mineralizadas del sector. En el trabajo se resalta la utilidad del método gravimétrico como herramienta en la exploración futura de yacimientos minerales, en particular los de filiación magmática, así como en la selección de áreas con alto potencial minero.

Hay que resaltar que la integración de la geología y la gravimetría es el método más adecuado para investigar la geometría de los cuerpos plutónicos, quedando patente que un control exhaustivo en la toma de datos y en los cálculos, junto con un profundo conocimiento de la geología del

área, aportan la información e infraestructura necesarias para entender y modelizar estas áreas graníticas.

La definición y localización precisa de zonas favorables, como espacios abiertos en donde se pueda concentrar una determinada mineralización, se sale de los objetivos de este trabajo, pero sin duda los patrones estructurales, confirmados con el método gravimétrico, pueden tener una importante aplicación futura en la exploración de yacimientos minerales asociados a granitos en la Comunidad.

Estamos completamente convencidos de que esta publicación será de gran interés para los profesionales del sector, a la hora de extraer la información necesaria que sirva como base para investigaciones de detalle de los recursos de Extremadura, y dar a conocer, que Extremadura es una Provincia Metalogénica de gran importancia, con un potencial y variedad tipológica de yacimientos minerales que la hacen una de las áreas estratégicas de mayor interés dentro de las que componen el Macizo Hespérico.

Sirva además esta publicación para conocer un poco más esta Comunidad, sus tierras, en este caso su subsuelo, y a sus gentes.

D. Alfonso Perianes Valle

Director General de Ordenación Industrial, Energía y Minas

A AGRADECIMIENTOS

Al finalizar este trabajo, que ha durado varios años, quisiera mostrar mi agradecimiento a todos aquellos que, de una forma u otra me han enseñado y han aportado algo de sí mismos. Son numerosas las personas e instituciones que han contribuido con su apoyo y colaboración, a la realización y presentación final de este trabajo, y es posible, que aún teniendo el ánimo de no olvidar ningún nombre, me olvide citar a alguien a lo largo de las próximas líneas. Espero que ello no se confunda con mi falta de agradecimiento.

En primer lugar, me gustaría recordar a las gentes de Extremadura de cuya sencillez y sabiduría he aprendido tanto a lo largo estos años.

Agradecerles al Ilmo. Sr. Alfonso Perianes Valle, a D. Pedro García Isidro, a D. Alfonso de las Llanderas López y a D. Carlos Alcalde Molero, de la Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas, de la Consejería de Economía Industria y Comercio, de la Junta de Extremadura, la publicación y edición del “Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura”, así como la publicación de mi Tesis Doctoral en este volumen. Agradecerles la confianza mostrada en el trabajo desarrollado, esperando una continua colaboración.

5

Deseo expresar mi gratitud, al profesor Juan F. Bergamín, que fue profesor titular de la Universidad Complutense de Madrid y uno de los principales artífices de este trabajo, por todos los años de dedicación, por todos los buenos consejos, sugerencias e ideas aportadas, y sobre todo, por haber iniciado y fomentado mi vocación por la prospección geofísica.

Deseo agradecer sinceramente a la Dra. Rosa Tejero de la Universidad Complutense de Madrid, y al Dr. Pablo Gumiel del Instituto Geológico y Minero, la dirección de esta Tesis. A Rosa, sus buenísimos y prácticos consejos, su asesoramiento final, y sobre todo, su confianza en el trabajo desarrollado, lo que ha quedado demostrado al aceptar tomar el relevo en la dirección de la Tesis. A Pablo agradecerle su dedicación, la cual ha sobrepasado con mucho lo esperable, y sus valiosas enseñanzas, derivadas de un profundo conocimiento de la geología extremeña, de sus recursos y de las innovadoras técnicas enfocadas a su estudio.

Al Dr. Juan Luis Plata me gustaría agradecerle su desinteresada lectura y revisión de los trabajos de gravimetría, así como las sugerencias aportadas para la redacción final del texto. Pero sobre todo darle las gracias por la formación recibida después de horas y horas de dedicación, en los tiempos en que fui becario del Servicio de Geofísica del IGME. Sus enseñanzas fueron un privilegio, y su profundo conocimiento de las técnicas consolidaron mi vocación por la prospección geofísica. No quisiera olvidar a mis antiguos compañeros del IGME, y muy especialmente a Ceferino, Julián, Agustín, José María y Félix Manuel, con los que realicé numerosas campañas de campo.

Importante ha sido también la colaboración de D. Victorio Monteserín y del Dr. Félix Bellido, del Departamento de Geología del IGME, a los que quisiera agradecer a su desinteresada colaboración en la redacción y publicación del mapa geológico, así como los interesantes datos personales aportados.

Agradecerle a D. Luis García de Cartografía Madrid S. A. la profesionalidad y eficacia mostrada en la edición del mapa geológico y memoria explicativa.

En cuanto a los medios materiales de los que se ha dispuesto, quisiera agradecer al Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid y al Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica de la Universidad de Barcelona, la disponibilidad para la utilización de los gravímetros Worden Prospector y Scintrex respectivamente.

Agradecerles también a los profesores Dr. F. Mingarro Martín y a la Dra. C. López Azcona del Departamento de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid su amabilidad al poner a nuestra disposición los medios instrumentales necesarios para la medición de las densidades de las rocas.

A Agustín y Angel, agradecerles el desinterés mostrado en la preparación de las muestras, en la planta de tratamiento de rocas del IGME en Cáceres.

No puedo olvidar tampoco, el ánimo de mis actuales compañeros y amigos del CIEMAT, en especial a Alicia, Juanma, Julio y Marta, en los que encontré el apoyo necesario cuando éste fue preciso.

Quiero agradecer a mis amigos Beatriz y Manolo su gran paciencia ante las interminables conversaciones en torno a esta Tesis, en las noches de algunos sábados, así como su constante ánimo para que presentara la memoria.

A mi madre y a Roseta mi hermana, agradecerles los buenos momentos de distracción y charla, que han sido igualmente importantes.

Por último, quiero agradecer a Pablo, su inagotable entusiasmo, que arrastra en los momentos críticos, y a Pablo, mi hijo, que aunque pequeño, ha soportado interminables y duros días de campo.

A ellos y a mis padres dedico este trabajo.

ÍNDICE

Presentación	3
Agradecimientos	5
1. Introducción	9
2. Geología	11
2.1. Introducción	11
2.2. Localización geográfica	12
2.3. Situación geológica	13
2.4. Estratigrafía	14
2.4.1. Materiales preordovícicos	15
2.4.1.1. Proterozoico Superior	15
2.4.1.2. Vendíense Superior	17
2.4.2. Materiales paleozoicos	17
2.4.2.1. Ordovícico	17
2.4.2.2. Silúrico-Devónico Inferior	18
2.4.2.3. Devónico Superior	19
2.4.2.4. Carbonífero Inferior	19
2.4.2.5. Carbonífero Superior	19
2.4.3. Cobertera	20
2.5. Rocas ígneas	20
2.5.1. Plutón de Trujillo	21
2.5.2. Plutones de Plasenzuela y Ruanes	23
2.5.3. Complejo plutónico de Albalá y Montánchez	25
2.5.4. Plutones de Aljares y Zarza de Montánchez	27
2.5.5. Plutones de Santa Cruz y Zorita	29
2.5.6. Batolito de Cabeza de Araya	30
2.5.7. Granitos del área de Mérida: plutones de Sierra Bermeja y Aljucén	30
2.5.8. Apófisis graníticas: El Trasquilón y granito de Cáceres	32
2.5.9. Síntesis petrológica de los granitoides del área de estudio	33
2.5.9.1. Granitoides de afinidad diorítica o cuarzdiorítica	34
2.5.9.2. Granitoides calcoalcalinos de tendencia aluminica	34
2.5.9.3. Leucogranitos	35
2.5.9.4. Otras rocas: granitoides pre-F3 de deformación y migmatitas	36
2.5.9.5. Rocas ígneas tardihercínicas (postcinemáticas)	36
2.6. Metamorfismo	37
2.7. Tectónica	38
2.7.1. Deformaciones prehercínicas	38
2.7.2. Deformaciones hercínicas	38
2.7.3. Deformaciones tardihercínicas	39
2.7.3.1. Observaciones de campo	40
2.7.3.2. Análisis de lineamientos	41
2.7.3.3. Modelo evolutivo de la fracturación	42
2.7.4. Implicaciones del modelo de fracturación en la exploración de yacimientos minerales del área ..	43
2.7.5. Deformación alpina	44
2.8. Yacimientos e indicios minerales	44
2.8.1. Mineralizaciones de estaño y wolframio	47

2.8.2.	Minerales radiactivos	51
2.8.3.	Mineralizaciones de fosfatos	52
2.8.4.	Mineralizaciones de litio	54
2.8.5.	Mineralizaciones de barita	55
2.8.6.	Mineralizaciones de zinc-plomo-plata-cobre	55
2.8.7.	Mineralizaciones de antimonio	57
2.9.	Rocas industriales	57
3.	Gravimetría: método y técnicas	61
3.1.	Introducción y desarrollo histórico	61
3.2.	Instrumentación	63
3.2.1.	Gravímetro	63
3.2.2.	Altímetro	64
3.3.	Toma de datos y cálculo de la gravedad observada	65
3.3.1.	Calibración de aparatos	65
3.3.2.	Red de bases y programa de medidas	66
3.3.3.	Cálculo de la gravedad observada	68
3.3.4.	Corrección lunisolar	68
3.3.5.	Corrección de deriva	69
3.4.	Cálculo de la gravedad teórica	69
3.4.1.	Cálculo de la densidad de reducción	70
3.4.2.	Corrección por latitud	71
3.4.3.	Corrección por altitud	72
3.4.4.	Corrección topográfica	72
3.4.5.	Corrección isostática	74
3.4.6.	Controles de las mediciones y de los cálculos	74
3.5.	Cálculo de la anomalía de Bouguer	75
3.6.	Obtención del mapa de anomalías de Bouguer	75
4.	Interpretación	79
4.1.	Mapa de anomalías de Bouguer: análisis cualitativo	79
4.2.	Separación regional/residual	81
4.3.	Estudio de densidades	86
4.4.	Interpretación del mapa de anomalías residuales de Bouguer	90
5.	Modelización gravimétrica	95
5.1.	Introducción	95
5.2.	Modelos gravimétricos	95
5.2.1.	Perfil 1 (PR1)	97
5.2.2.	Perfil 2 (PR2)	98
5.2.3.	Perfil 3 (PR3)	101
5.2.4.	Perfil 4 (PR4)	101
5.2.5.	Perfil 5 (PR5)	104
5.2.6.	Perfil 6 (PR6)	105
5.2.7.	Perfil 7 (PR7)	107
6.	Integración de datos: Conclusiones	109
6.1.	Integración de datos	109
6.2.	Conclusiones	113
7.	Bibliografía	117

I. INTRODUCCIÓN

Desde hace algunos años el interés por el conocimiento, en general, de la geometría de las estructuras en profundidad, y en particular de los cuerpos graníticos ha aumentado considerablemente, no sólo por su aspecto puramente científico, sino también por su posible interés económico.

El motivo que nos ha inducido a presentar como Tesis Doctoral un estudio detallado sobre la geología y gravimetría de los granitoides del sector central de Extremadura ha sido, fundamentalmente, abordar uno de los problemas más complejos en las áreas graníticas, como es la forma geométrica de los plutones y su extensión en profundidad, y suplir la falta de información existente en esta zona, resaltando la posible aplicación, de este área del conocimiento, a la exploración de los yacimientos minerales, representantes de una metalogenia ígnea.

El desarrollo y la estructuración de esta Tesis Doctoral se ha llevado a cabo en diferentes etapas; en primer lugar, se ha realizado un estudio geológico del sector central de Extremadura, que sirviera como documento base para la investigación geofísica mediante gravimetría, lo que constituye el cuerpo principal del trabajo. La infraestructura geológica de esta Tesis consta de varias secciones; se parte de la estratigrafía de los materiales, para pasar después a la descripción de las rocas intrusivas, lo que ha dado lugar a una nueva síntesis petrológica del área de estudio. Se ha prestado especial atención a los nuevos aspectos geológico-estructurales de la zona y a su incidencia en los materiales que conforman el área. Posteriormente, se pasa a la descripción de los yacimientos minerales existentes (minas e indicios), y a la síntesis metalogénica del área de estudio, dado que la aplicación práctica de esta Tesis se ha enfocado a la exploración minera. Por último, se hace una breve descripción de las rocas industriales, por la posible aplicación que la gravimetría, en un futuro, pudiera tener en este campo de aplicación. A este respecto hay que resaltar el gran auge que están experimentando las rocas ornamentales e industriales en la economía de Extremadura.

La segunda parte de este trabajo está enfocado a la realización, tratamiento de datos e interpretación de la cobertura gravimétrica de los granitoides del sector central de Extremadura, destacando dos aspectos; por una parte, el estudio gravimétrico de grandes áreas graníticas va a proporcionar datos sobre la geometría de los plutones en profundidad, su distribución espacial y sus implicaciones sobre la evolución geológica. Por otra parte, la zona elegida es un área con alto potencial minero, y las anomalías gravimétricas van a mostrar una clara correlación con los cuerpos intrusivos, con los que a su vez están relacionadas espacialmente la mayoría de las mineralizaciones del sector. Por consiguiente, la información que proporciona el método gravimétrico, constituye un objetivo prioritario para la definición geométrica de los cuerpos intrusivos y para la investigación de los recursos minerales.

En resumen, los objetivos de este estudio se pueden sintetizar de la siguiente forma; se ha pretendido incrementar el conocimiento geológico-estructural del área, y arrojar alguna luz sobre el potencial minero de un sector de Extremadura, con especial incidencia en la exploración de yacimientos minerales relacionados con granitos. Este trabajo se encuadra también dentro de una de las líneas de investigación de la Geodinámica actual, como es el conocimiento de la estructura de la

Litosfera, en relación con los procesos que la han generado. Además, posee un claro enfoque práctico dirigido a la exploración minera del sector.

La elaboración del trabajo se puede resumir en los siguientes apartados.

- Realización de una síntesis geológica que fuera la base para la interpretación geofísica posterior, y que además, sirviera como trabajo de infraestructura para futuras investigaciones.
- Toma de datos gravimétricos, elaboración y reducción de los mismos para la obtención de la anomalía de Bouguer, y para la elaboración del mapa de anomalías de Bouguer de la zona de estudio.
- Residualización para la separación de las anomalías locales, y posterior interpretación de las mismas.
- Realización de modelos gravimétricos en $2\frac{1}{2}D$, para completar el conocimiento geológico de los cuerpos graníticos, con especial énfasis en la geometría de los mismos, su relación con la estructura general de la zona y finalmente, con las mineralizaciones asociadas.

2. GEOLOGÍA

2.1. Introducción

En este capítulo se presenta la geología del sector central de Extremadura. En su descripción utilizaremos como documento base el mapa geológico de la zona, a escala 1:100.000 (Gumiel y Campos 1998). La necesidad de tener un buen conocimiento geológico de la zona para la interpretación de las anomalías gravimétricas, se abordó inicialmente, mediante la elaboración de una síntesis de las cartografías ya existentes. La existencia de mapas geológicos a distintas escalas realizados con diferentes objetivos, y la ausencia de datos actualizados en algunas áreas, motivó que esta labor se convirtiera en un fin por si mismo. El resultado, después de varios años de trabajo, fue el Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura cuya publicación financió en 1998 la Junta de Extremadura, a través de la Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas, de la Consejería de Economía, Industria y Hacienda.

Su realización y publicación supuso un gran avance en el conocimiento de la geología y los recursos minerales de este área de Extremadura, además de servir como una buena base para la interpretación gravimétrica.

- En primer lugar y para su realización, se partió de la infraestructura geológica existente, utilizando la cartografía geológica de las 12 Hojas que a escala 1:50.000 cubren la zona, y que son las siguientes: n.ºs 678 (Casar de Cáceres), 679 (Aldea de Trujillo), 680 (Aldeacentenera), 704 (Cáceres), 705 (Trujillo), 706 (Madroñera), 729 (Alcuéscar), 730 (Montánchez), 731 (Zorita), 752 (Mirandilla), 753 (Miajadas) y 754 (Madrigalejo) (figura 1). El haber dispuesto de algunas de estas cartografías realizadas, pero todavía sin publicar por el ITGE (Serie MAGNA), fue de gran importancia para la actualización de la geología de la zona.
- En segundo lugar, se contó con la infraestructura geológica y minera de la zona que proporciona el Mapa Geológico-Minero de Extremadura a escala 1:300.000, publicado por la Junta de Extremadura en el año 1987. Igualmente, se consultaron numerosos trabajos temáticos, así como Tesis Doctorales realizadas y Proyectos de Investigación llevados a cabo por el ITGE u otros Organismos (ver referencias bibliográficas).
- En tercer lugar, se han utilizado los datos inéditos personales, que fueron obtenidos durante los trabajos de campo realizados entre los años 1987 y 1991, con revisiones, complementos y actualizaciones durante los años 1992-1996.

El objetivo fue conseguir un mapa geológico adecuado, que dando información de conjunto no perdiera el detalle. Se ha comprobado que la escala elegida (1:100.000) es útil porque cumple estos requisitos y además permite obtener una visión de conjunto, integradora, que es muy eficaz para comprender las estructuras y delimitar mejor las distintas formaciones geológicas.

Este capítulo 2 se ha estructurado según los siguientes temas específicos: estratigrafía, rocas ígneas, metamorfismo, geología estructural, yacimientos minerales y rocas industriales. Todo ello se puede ampliar mediante la consulta de las referencias bibliográficas citadas en los diferentes apartados que a lo largo del capítulo se exponen.

- En primer lugar, se describe la estratigrafía general de la zona, dividiendo los materiales en tres grandes unidades; materiales preordovícicos, paleozoicos y de cobertera. Se describen de forma resumida las características de los sedimentos que integran la serie estratigráfica general, desde el Proterozoico Superior hasta la cobertera terciaria.
- Posteriormente, se presentan las rocas ígneas del sector, teniendo en cuenta los diferentes trabajos ya realizados por otros autores, para posteriormente realizar una síntesis de las facies petrológicas de los granitoides, enfatizando su posible relación con las mineralizaciones (en especial con las de Sn, W, P y U) que se encuentran en la zona.
- Se presenta también un modelo evolutivo de la fracturación tardihercínica que puede tener especial relevancia de cara a la prospección de yacimientos minerales en la zona. En especial, el análisis e interpretación de la Imagen Landsat TM 5, de Enero de 1986 han sido de gran utilidad para delimitar el trazado de algunos lineamientos que han sido posteriormente comprobados en el terreno, y a su vez han constituido un gran punto de apoyo en la interpretación de las anomalías gravimétricas.
- Se hace un análisis detallado de los principales tipos de yacimientos e indicios minerales que se encuentran en el área, que son representantes de una metalogenia ígnea, y que pueden sintetizarse en: mineralizaciones de estaño y wolframio, fosfatos, zinc-plomo-plata, antimonio, barita, litio y minerales radiactivos. Se ha puesto especial énfasis en los aspectos geométricos de los yacimientos, destacando el potencial minero de la zona.
- Finalmente, se resalta la importancia de las rocas industriales en el área, en especial los granitos.

12 2.2. Localización geográfica

La región, que comprende el sector central de Extremadura, geográficamente se sitúa en el oeste peninsular y ocupa parte de las provincias de Cáceres y Badajoz. La geología descrita en este capítulo cubre una superficie total de 6.270 km², ocupando totalmente las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/50.000 números: 678, 679, 680, 704, 705, 706, 729, 730, 731, 752, 753, y 754 (figura 1).

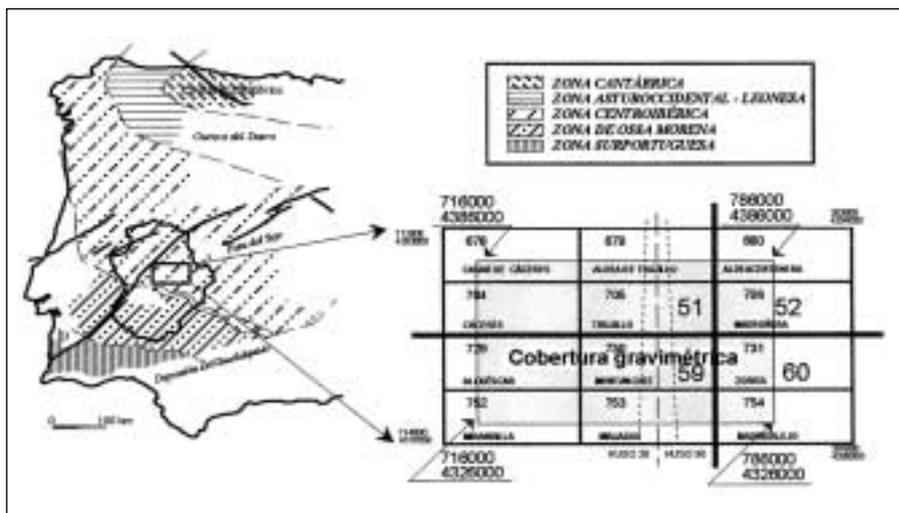


Figura 1. Plano de posición de la zona de estudio. Hojas del Mapa Topográfico Nacional Escala 1:50.000. Coordenadas UTM (m).

Morfológicamente, el área de estudio constituye una extensa penillanura de altitud media 450 m, que está siendo degradada por la red fluvial actual. Las rocas graníticas de algunos plutones, se elevan suavemente sobre la misma, dando lugar a una morfología alomada, pero también la penillanura se ve interrumpida por sierras graníticas situadas al sur de la zona de estudio que dan lugar a las máximas alturas: Montánchez (958 m), Cancho Blanco (955 m) y Alijares (786 m).

Otras cotas elevadas son las sierras de materiales paleozoicos que afloran en la Sierra de San Pedro (SO de la zona de estudio) y en el Sinclinal de Cáceres, siendo los niveles cuarcíticos del Ordovícico Inferior (Arenig) los que presentan un mayor resalte topográfico.

Los cursos fluviales son de escasa importancia, destacando los ríos Almonte, Magasca, Salor y Ayuela que son parte de la red fluvial del Tajo; y Lácara, Aljucén, Búrdalo y Pizarroso de la red fluvial del Guadiana (figura 2).

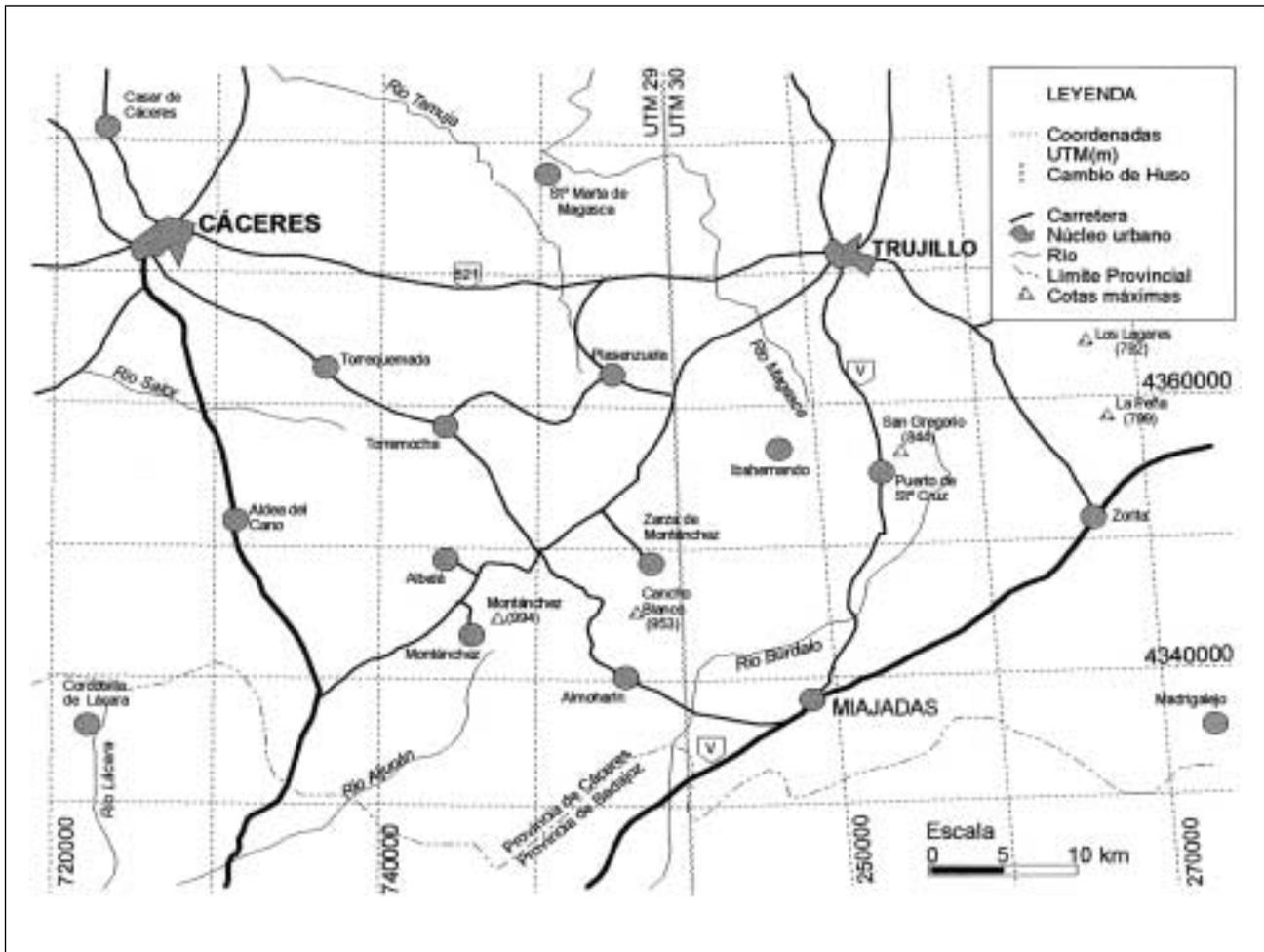


Figura 2. Principales elementos planimétricos del área de estudio. Escala gráfica. Cuadrícula UTM (m).

Los principales núcleos de población corresponden a las localidades de Cáceres, Miajadas y Trujillo, todos ellos en la provincia de Cáceres. Por otra parte, la región está atravesada actualmente por una buena red de carreteras nacionales, siendo también considerable el número de comunicaciones comarcales y locales.

2.3. Situación geológica

Desde un punto de vista geológico, el sector central de Extremadura se sitúa próximo al borde sur de la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico, (según la división zonal de Julivert *et al.*, 1972, basado en Lotze, 1945). Lo más característico de la zona Centroibérica es la existencia de amplias antiformas en cuyo núcleo aflora la unidad detrítica conocida como Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), separadas por estrechas sinformas rellenas por materiales paleozoicos, comprendiendo desde el Ordovícico Inferior (Arenig), hasta el Carbonífero Inferior (Tournesiense-Viseense) y Superior.

Otra característica general de la zona de estudio, es la profusión de plutones graníticos, los cuales constituyen el denominado "Batolito de Extremadura Central" (BEC-Castro, 1984). Éste comprende una amplia banda cuyos límites a norte y sur quedan establecidos por los dos grandes sinclinales paleozoicos de Cañaveral y de la Sierra de San Pedro.

Desde un punto de vista litoestratigráfico y litológico los materiales que constituyen esta zona se pueden agrupar en (figura 3):

- **Materiales preordovícicos.** El registro estratigráfico correspondiente a estos materiales se inicia con una potente serie turbidítica, monótona, atribuida al Grupo Domo Extremeño (Alvarez Nava *et al.*, 1988) y de edad Proterozoico Superior, en la que alternan pizarras y grauvacas con facies conglomeráticas de potencias muy variables. Sobre estos depósitos de características flyschoides, que afloran tanto en la Zona Centroibérica como en la Zona de Ossa Morena, se sitúa discordantemente y con irregular distribución, el grupo deposicional Ibor, formado por conglomerados, areniscas y calizas que se atribuye al Vendense Superior.
- **Materiales paleozoicos.** Son litológicamente mucho más variados que los anteriores. Los Ordovícicos, omnipresentes y muy potentes, están constituidos por alternancias de cuarcitas y pizarras. Los Silúricos y los del Devónico Inferior, (agrupados en la cartografía del mapa geológico –Gumiel y Campos, 1998– por razones de escala), están escasamente representados y son también detríticos, estando constituidos por pizarras y cuarcitas. Los correspondientes al Devónico Superior son muy potentes en la zona de la Sierra de San Pedro, con varias unidades cartografiadas de cuarcitas y pizarras que en su tramo superior lleva asociada una importante participación volcánica. El Carbonífero Inferior además de pizarras y calizas, también tiene participación volcánica y el Superior es discordante sobre todo y está formado principalmente por conglomerados, aunque también presenta areniscas y pizarras.
- **Materiales graníticos.** En general son poliintrusivos en los que se han distinguido numerosas facies que corresponden a las diferentes intrusiones existentes en el área de estudio (Cabeza de Araya, Albalá, Montánchez, Trujillo, Plasenzuela, Alijares, Zarza, Santa Cruz, Zorita y Granitos del área de Mérida –figura 3–).
- **Materiales de cobertera.** Corresponden a depósitos terciarios y cuaternarios y se sitúan principalmente al sur de la zona de estudio conformando los rellenos de la cuenca del Guadiana.

2.4. Estratigrafía

Durante la segunda mitad del siglo XIX, se llevó a cabo la cartografía sistemática de todo el territorio peninsular por la “Comisión del Mapa Geológico Nacional” y la “Comissão Geologica de Portugal”, que acabó con la publicación del Mapa a escala 1: 400.000 de España y Portugal. El primer trabajo que estudia en su conjunto físico y geológico la provincia de Cáceres es el de Egozcue y Mallada (1876), el cual pese a las deficiencias lógicas de la época, da una idea general y clara de las características geológicas de ésta provincia. En esta época cabe destacar también, los trabajos realizados por Luján (1854), Tarín (1879) y Gonzalo y Tarín (1879) de carácter geológico general. El inicio del Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000 se realiza en 1928 y entre los trabajos publicados hay que destacar los de Hernández Pacheco (1929 y 1933) sobre los rasgos geológicos generales de la zona.

Haciendo referencia a los últimos trabajos publicados con respecto a la estratigrafía, y teniendo en cuenta las peculiaridades de cada dominio, los materiales preordovícicos y paleozoicos de la Zona Centroibérica se caracterizan por presentar un registro, que comprende cuatro grandes secuencias separadas por tres importantes discontinuidades (Vilas y San José, 1990):

- a) Alcudiense Inferior.
- b) Alcudiense Superior-Pursiense.
- c) Ordovícico Inferior-Carbonífero Inferior.
- d) Carbonífero Superior.

La secuencia *a*) y la secuencia *b*) constituyen el CEG (Carrington da Costa, 1950 y Teixeira, 1954 y 1955), aunque conocido también por otras denominaciones locales. Las otras dos secuencias *c*) y *d*) forman un hiperciclo sedimentario diferente, constituido por sucesivos ciclos transgresivos y regresivos.

La descripción estratigráfica que se expone a continuación, se ajusta a estos dos hiperciclos. En primer lugar, los materiales preordovícicos (Proterozoico Superior y Vendense Superior) y en segundo lugar, las rocas paleozoicas postcámbricas.

2.4.1. Materiales preordovícicos

Bajo esta denominación se incluyen los extensos afloramientos pertenecientes al CEG de la Zona Centroibérica, referidos al conjunto flyschoides sinorogénico de pizarras y grauvacas (Quesada, 1991), además de los materiales del Vendense Superior discordantes sobre él.

San José (1983), sintetiza las formaciones correspondientes a éstos materiales dividiéndolos en dos grupos: uno Inferior y otro Superior cuyo contacto está en discusión. Para algunos autores (Bouyx, 1970; San José, 1983; Álvarez Nava *et al.*, 1988), el Superior es discordante sobre el Inferior. Otros no descartan la posible discordancia (Crespo y Rey de la Rosa, 1971) y finalmente, algunos consideran que no existe tal discordancia (Tamain, 1972), o que son discordancias locales debidas esencialmente a procesos sinsedimentarios (Moreno, 1977).

Más recientemente, y para el conjunto de sedimentos Precámbrico-Cámbricos de la mitad suroccidental de la Zona Centroibérica, se han establecido tres grupos estratigráficos (Álvarez-Nava *et al.*, 1988) separados entre sí por discordancias de distinto tipo, que de más antiguo a más moderno se les ha denominado de la siguiente forma:

- Grupo “Domo Extremeño” (Proterozoico Superior), también Alcudense Inferior.
- Grupo “Ibor” (Vendense Superior), Alcudense Superior.
- Grupo “Valdelacasa” (Vendense Superior-Cámbrico Inferior).

En la descripción de los materiales los números corresponden con los asignados en la cartografía geológica del Mapa del Sector Central de Extremadura, así como a los correspondientes en la serie estratigráfica (figura 4).

2.4.1.1. Proterozoico Superior

Las series “azoicas” situadas por debajo de la Cuarcita Armoricana (Arenig) fueron denominadas en Portugal (para la Zona Centroibérica) como “Complejo Esquisto-Grauváquico” (CEG), término que permanece vigente, aunque de uso más restringido en función de los avances del conocimiento regional.

En la zona de estudio los materiales del CEG (19 - figura 4) corresponden al denominado grupo “Domo Extremeño”. En líneas generales, se trata de una potente serie (más de 2000 m de potencia) con características turbidíticas (principalmente Tipo I “sensu Mutti”, 1985), de carácter monótono, formada principalmente por grauvacas y pizarras dispuestas de forma rítmica o en potentes tramos, en la que ocasionalmente aparecen niveles de conglomerados. Regionalmente pueden presentar potentes tramos desorganizados (López Díaz, 1993; Molina Cámara *et al.*, 1987; Nozal *et al.*, 1988). Dentro del grupo “Domo Extremeño” se han reconocido varios conjuntos litológicos con rango de formación (Matas *et al.*, *in litt.*), de carácter monótono pelítico, que pasan hacia facies arenosas y conglomeráticas de tamaño de grano muy variable, y dispuestas en bancos desde milimétricos a métricos y que permiten suponer un modelo de deposición de abanico submarino con alta eficacia en el transporte (Matas *et al.*, *op. cit.*).

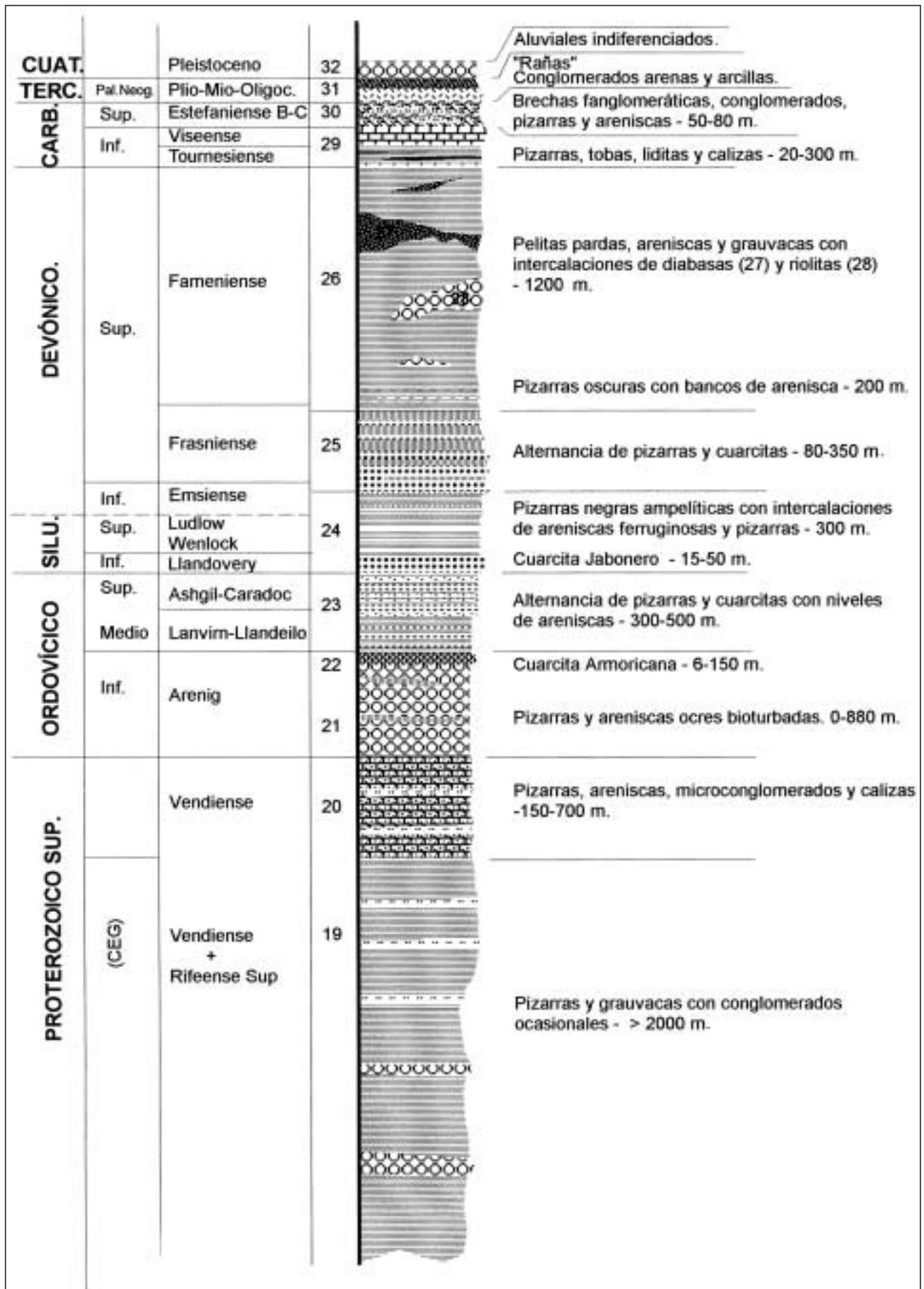


Figura 4. Serie estratigráfica generalizada. Se representan potencias medias excepto en los materiales terciarios y cuaternarios que están fuera de escala.

2.4.1.2. *Vendiense Superior*

Discordante sobre el grupo anterior se dispone el grupo “Ibor”. Se trata de un conjunto limolítico-pelítico con intercalaciones muy constantes, a escala regional, de areniscas, conglomerados, calizas y calcoesquistos (20 - figura 4). En los términos pelíticos se han encontrado algas macroscópicas clasificadas dentro del grupo Vendotaenidae. La potencia es muy variable a escala regional, oscilando desde los 150 m a los 700 m.

Las facies pelíticas son las dominantes. Pueden ser masivas de tonos verdes, o con laminación difusa, aunque las más características son las pelitas microbandeadas, las alternancias milimétricas de lutitas gris oscuro (ricas en materia orgánica) y gris claro, y en algún caso puede haber pelitas negras carbonatadas (calcoesquistos) con algún nódulo de chert.

Los conglomerados suelen ser granosoportados (Leyva *et al.*, *in litt.*), en bancos aislados, o tramos decamétricos intercalados con areniscas y lutitas. Su aspecto composicional es variado: cuarzo ígneo (predominante), arenisca, lidita, rocas ígneas y cantos blandos. Una diferencia con los descritos para el grupo Domo Extremeño es que hay cantos de cantos y la matriz es relativamente escasa.

Las areniscas pueden tener gravas y se interpretan como continuación lateral de los conglomerados. También las hay de grano medio-grueso, o fino en bancos métricos con cantos blandos, aunque las más representativas son las de grano medio-fino que alternan con lutitas verdes.

El tránsito de las facies terrígenas descritas a las carbonatadas es gradual. Hay dos tipos de carbonatos. Por una parte, calizas, calizas dolomitizadas y dolomias (Leyva *et al.*, *op. cit.*) donde los procesos diagenéticos afectan a cada capa dependiendo del tamaño de grano y de la composición. Son “wackstone” a “packstone” de grano medio a grueso y cemento esparítico, en capas centidécimétricas de color marrón a gris. El otro tipo son calizas bioconstruidas y además de las alternancias milimétricas de carbonatos y lutitas (“algal mats”) se observan bioconstrucciones de estromatolitos.

La localización del grupo Ibor sugiere que corresponde al de una plataforma mixta detrítico-carbonatada que puede llegar a tener facies de talud.

2.4.2. Materiales paleozoicos

Los materiales paleozoicos que se encuentran en la zona de estudio son discordantes sobre el CEG y ocupan estrechos sinclinales de dirección general ONO-ESE (como el Sinclinal de Cáceres y el de la Sierra de San Pedro), estructuras que aparecen separadas por amplias antiformas donde aflora el sustrato precámbrico y los granitoides hercínicos. Su característica más notable es la profusión de tramos cuarcíticos, así como los frecuentes cambios laterales de facies.

Para la descripción de la estratigrafía de la serie paleozoica postcámbrica se han seguido los esquemas propuestos por Gutiérrez Marco *et al.* (1990). Estos autores proponen una subdivisión, de acuerdo con los principales episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el hiperciclo postcámbrico. Los límites entre estos episodios corresponden a discontinuidades sedimentarias.

2.4.2.1. *Ordovícico*

El Ordovícico está irregularmente representado debido principalmente al efecto producido por las fallas distensivas frágiles o frágil-dúctiles y a su reactivación durante la etapa compresiva hercínica (ver apartado 2.7).

La base del Ordovícico s.l. para la Zona Centroibérica es una discordancia angular de primer orden que separa estos materiales de los infrayacentes más antiguos (Hamman *et al.*, 1982; Pillola y Gutiérrez Marco, 1988). Esta discordancia representa el límite entre dos hiperciclos sedimentarios. Los materiales correspondientes al Ordovícico se han agrupado en:

El Ordovícico Inferior (Arenig (21) – figura 4) se sitúa en discordancia angular sobre los materiales del Precámbrico. Es de carácter marcadamente transgresivo y presenta numerosas unidades de carácter arenoso entre las cuales está incluida la Cuarcita Armoricana. En algunos casos, y así sucede en el área de estudio, se encuentra una unidad basal que incluye conglomerados, pizarras y areniscas ocre bioturbadas, conocida por numerosas denominaciones locales; por ejemplo, “Series Basales Rojas”, “Formación Sarnelha”, “Capas Intermedias” (Lotze, 1956), “Serie Púrpura”, “Formación Hito”, “Formación Urra”, y se corresponde con las capas “Lie de Vin” definidas por Tamain (1972), en la zona de Sierra Morena Oriental. El espesor es muy variable, desde inexistente o algunas decenas de metros en la Sierra de San Pedro, hasta alcanzar los 880 m en la Sierra de Rena (Leyva *et al.*, *in litt.*). Parece configurar un sistema deposicional que evoluciona desde fan deltas en paso a llanuras de marea y plataformas siliciclásticas con dominio de tormentas.

Por encima se sitúa la Cuarcita Armoricana, próxima a la base del Paleozoico Inferior. Es una unidad destacable que forma un buen horizonte cartográfico (22 - figura 4) y gran resalte con potencias variables, desde los 6-30 m en la Sierra de San Pedro, hasta los 150 de las Sierras de Rena y los 200-250 m en la prolongación hacia el NO de las Villuercas. Corresponde a una ortocuarcita blanca muy recristalizada, con intercalaciones de areniscas silíceas y un desarrollo notable de venas de cuarzo. La edad más probable de ambas unidades es Arenig (Piles *et al.*, 1989; Pieren Pidal y Nozal Martín, 1989).

El Ordovícico Medio-Superior (23 – figura 4) se ha agrupado como una unidad cartografiable en el mapa geológico (no es tal unidad de sedimentación). La Cuarcita Armoricana pasa gradualmente a las alternancias suprayacentes denominadas “Capas Pochico” en el Valle de Alcudia (Tamain, 1972) que están constituidas por alternancias de pizarras con arenas y cuarcitas. La potencia del tramo es variable, 300 m en el sinclinal de Cáceres, 500 m en el de la Sierra de San Pedro y aproximadamente lo mismo (aunque está incompleta) en el de las Villuercas. Es predominantemente pizarroso en el tramo basal (Pizarras con Tristani), sobre el que hay una importante intercalación cuarcítica (Cuarcitas Ocre o de Cantera) y que culmina con un tramo de pizarras oscuras (pelitas con fragmentos de otras áreas). Representa un sistema de depósito con muchos cambios de facies y de espesor de las unidades. Por otra parte, a escala regional comienzan a aparecer emisiones volcánicas y plutonismo que representa una tectónica cada vez más activa.

2.4.2.2. *Silúrico-Devónico Inferior*

Los afloramientos silúricos se localizan principalmente en el flanco norte de la Sierra de San Pedro, en donde se agrupan en dos unidades; una inferior de cuarcitas claras que se corresponde con la Cuarcita del Criadero en la región de Almadén, y una superior pizarrosa con abundantes graptolites.

En la cartografía geológica, así como en la serie estratigráfica, la unidad 24 (figura 4) comprende el Silúrico Inferior (Llandóvery), el Superior (Wenlock-Ludlow) y parte del Devónico Inferior (Emsiemse).

El Silúrico comienza en la Sierra de San Pedro por las cuarcitas claras (“Cuarcita del Jabonero” –Llandóvery–). Las potencias oscilan entre 15 m y 50 m y microscópicamente tienen textura granoblástica, con cuarzo como mineral principal y turmalina, biotita, moscovita, circón y esfena como accesorios. Se interpretan como depósitos marinos de plataforma con oleaje.

De forma concordante con las cuarcitas, se sitúa un tramo de pizarras negras con pirita, y unas alternancias de areniscas ferruginosas y pizarras, con una potencia estimada de unos 300 m que se interpretan como una serie de plataforma continental con acción del oleaje sobre el fondo.

Este conjunto parece evolucionar desde facies de plataforma externa con fondo anóxico (ampe-litas y materiales de afinidad turbidítica) a medios de plataforma dominada por tormentas.

El límite Silúrico-Devónico no puede establecerse con precisión en el área, no obstante, estaría ubicado entre la última secuencia silúrica y las alternancias de cuarcitas ferruginosas y pizarras grises de edad Emsiense.

2.4.2.3. **Devónico Superior**

Es la sucesión paleozoica que en la Sierra de San Pedro ocupa mayor extensión cartográfica y también mayor potencia. Hay una probable laguna estratigráfica mesodevónica, al igual que sucede en otras áreas cercanas de la Zona Centroibérica (sinclinal de Herrera del Duque, Almadén...).

El Devónico Superior (Frasniense-Fameniense) tiene una potencia total estimada de más de 1600 m (25 y 26 - figura 4) con varias unidades cartografiables. En el tramo más alto se diferencian dos dominios, de características litoestratigráficas distintas, producto de la separación de la cuenca en dos zonas por efecto de un sistema de fallas distensivas (ver apartado 2.7).

El Devónico Superior (Frasniense) está constituido por una serie alternante de pizarras y cuarcitas, a las que se superponen de forma concordante, las "Cuarcitas del Aljibe". La potencia estimada es de unos 350 m. Por encima hay otra secuencia alternante de pizarras y cuarcitas, que a techo pasan a las "Cuarcitas de Peñaquemada" y tienen una potencia que oscila entre 80 m y 300 m.

El Devónico Superior (Frasniense-Fameniense) está constituido por dos unidades cartográficas. La primera de ellas constituida por pizarras oscuras y verdes con bancos de areniscas intercalados, que puede alcanzar los 200 m. La segunda por pelitas pardas, con intercalaciones cuarcíticas cartografiables y abundantísima participación volcánica (diabasas y riolitas), puede alcanzar los 1200 m de potencia aunque puede ser difícil de estimar, por los recubrimientos que podrían ocultar importantes accidentes tectónicos.

2.4.2.4. **Carbonífero Inferior**

El Carbonífero Inferior (Tournesiense-Viseense - 29) en la Sierra de San Pedro, está formado por secuencias terrígeno-carbonatadas, así como volcanosedimentarias, constituidas por pizarras, tobas, liditas y brechas andesíticas, junto con areniscas y calizas oscuras, con una potencia que puede oscilar entre 20 m y 200 m.

En el sinclinal de Cáceres se diferencian tres unidades litoestratigráficas que constituyen el núcleo del sinclinal y llegan a tener una potencia de hasta 300 m:

- Pizarras y tobas con intercalaciones de episodios pelíticos y arenosos.
- Serie carbonatada con calizas y dolomias de color gris oscuras y fétidas, parcialmente karsificadas.
- Pizarras grises a negruzcas con niveles arenosos intercalados discontinuos.

2.4.2.5. **Carbonífero Superior**

El Carbonífero Superior se encuentra excepcionalmente representado en la Hoja de Alcuéscar, y está constituido por brechas fanglomeráticas, conglomerados rojos a grises fluviotorrenciales, areniscas de espesor muy variable y pizarras (30 - figura 4). Los conglomerados son poligénicos, heterogranulares, y muestran una disminución del tamaño de los cantos de muro a techo. La matriz es arenoso-pizarrosa, aunque a veces el esqueleto es quebrantado. Los cantos son principalmente cuarcíticos, aunque también hay de otras rocas infrayacentes, como pizarras, areniscas, vulcanitas y calizas. Estos depósitos que pueden tener entre 50 m y 80 m de potencia, se interpretan como de abanicos aluviales, con grandes canales trenzados y reducción progresiva de la actividad tectónica en el frente donde se enraízan. Puede existir también alguna relación con ambientes subacuáticos (marino-someros).

Estos materiales están preservados de la erosión, siempre en cuencas a lo largo de bandas de cizalla, o como semi-grabens finitectónicos (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990).

En base a asociaciones esporo-polínicas, se les ha atribuido una edad Estefaniense B Medio a Estefaniense C (Pineda *et al.*, 1980).

2.4.3. **Cobertera**

En general, el Terciario (31) se localiza en depresiones o en pequeñas fosas tectónicas bien definidas. Otras veces se presenta como una especie de cobertera bastante arrasada que fosiliza la Penillanura.

Los materiales neógenos constituyen el relleno principal de las cuencas del Tajo y Gadiana y otras de menor entidad. Los depósitos son continentales en régimen general de sistemas de abanicos aluviales, y a grandes rasgos, poseen unos niveles de base arcillosos o margosos, a los que se superpone un nivel arcósico muy constante. Sobre éste existen diferentes horizontes irregulares de arcillas, areniscas y niveles calcáreos. La potencia total del Mioceno según Roso de Luna y Hernández Pacheco (1957) no sobrepasa los 50 m; sin embargo Ramírez (1971), estima que la potencia debe ser mayor, dada la gran irregularidad de la superficie sobre la que normalmente se apoya.

En el Plio-Pleistoceno, destacan las formaciones detríticas de “Rañas”, depositadas sobre materiales paleozoicos, granitos, o bien materiales miocenos, de forma caótica, sin ninguna estratificación, y cuya potencia generalmente oscila entre 6 m y 10 m. Se trata de una formación conglomerática constituida por cantos y ocasionalmente bloques heterométricos y subangulosos o redondeados de cuarcita y arenisca, empastados en una matriz arcillo-arenosa de color rojiza. Frente a las hipótesis iniciales (Vidal Box, 1944 y Hernández Pacheco, 1949) que asumían unas condiciones paleoclimáticas áridas o semiáridas, la tendencia actual supone que la formación de la Raña tiene lugar bajo un clima estacional, no necesariamente árido (Molina, 1975), o directamente relacionado con el primer pluvial Villafranquiense (Muñoz, 1976), de forma que, el medio que originó estos depósitos puede considerarse el de un flujo en masa de fangos con cantos, desarrollado bajo un clima húmedo con lluvias estacionales de gran intensidad.

En regiones próximas a Cáceres, son visibles dos niveles de Rañas, que se disponen sobre un potente manto de meteorización sobre el zócalo esquisto-grauváquico. Esta meteorización afecta igualmente a los depósitos y al sustrato con una potencia de 2 m a 20 m (Molina, 1975; Martín Serrano y Nozal, 1989).

Entre los depósitos cuaternarios (32 – figura 4) se diferencian coluviones, terrazas y aluviales. Los depósitos coluviales afectan a la totalidad del recubrimiento superficial de vertiente y suelos como resultado de la meteorización. Su litología varía en cada caso en función de la roca de la cual provienen; cuando provienen de materiales paleozoicos se producen coluviones de cantos de cuarcitas y otras litologías (calizas, pizarras), y cuando provienen de materiales graníticos se forman arenas de meteorización. Las terrazas se encuentran bien desarrolladas en el cauce de los ríos principales y se han diferenciado hasta tres niveles de edad Pleistoceno (Villalobos *et al.*, 1985) en las del Río Gadiana. Finalmente, los aluviales corresponden a los depósitos actuales y subactuales en el cauce de los ríos principales, y están formados por materiales detríticos finos con algunas intercalaciones de gravas y cantos.

Como los materiales de la cobertera no han sido objeto específico de investigación en este trabajo, en la cartografía del mapa se presentan como del Terciario indiferenciado (Oligoceno-Plioceno). Igualmente, tan solo se han representado los aluviales indiferenciados (Cuaternario) de los principales sistemas fluviales de la zona; es decir los Ríos Gadiana, Zújar, Búrdalo y Gargaligas.

2.5. **Rocas ígneas**

En el territorio extremeño se pueden diferenciar cuatro grupos de rocas ígneas intrusivas, atendiendo a su relación con los diferentes ciclos orogénicos (Junta de Extremadura 1987):

- *Rocas ígneas precámbricas*, grupo en el que se engloban todas aquellas anteriores o relacionadas con el ciclo orogénico fini-precámbrico.
- *Rocas ígneas prehercínicas*, que incluyen aquellos plutones emplazados durante el Paleozoico, antes del Devónico Medio en que comienza el ciclo hercínico.
- *Rocas ígneas hercínicas*, que son aquellas que intruyeron en el ciclo hercínico, entre el Devónico Superior y el Pérmico Inferior.
- *Rocas ígneas posthercínicas*, que comprenden los haces de diques, fundamentalmente mesozoicos y cuyo afloramiento es muy local.

Aunque la adscripción de algunos plutones a los anteriores grupos es muchas veces dudosa, debido a la falta de dataciones absolutas y estudios geoquímicos de detalle, las principales rocas ígneas que caracterizan el área de estudio pertenecen al tercer grupo; granitoides hercínicos.

En la elaboración de la geología de la zona y del mapa resultante (Gumiel y Campos, 1998 y figura 3), se ha procurado agrupar facies magmáticas comunes a los diferentes intrusivos, con objeto de que la cartografía de los granitoides sea representativa de un fenómeno magmático global que posiblemente es común para los diferentes tipos, aunque al mismo tiempo se puede considerar como un poli-intrusivo.

En particular, existen abundantes descripciones, en su mayor parte petrográficas y de apoyo a la cartografía de terreno, sobre los cuerpos individualizados, que ponen de relieve la variedad composicional existente.

Hay que destacar el trabajo de Monteserín y Pérez Rojas (1980) que clasificaron en dos tipos las rocas ígneas del Batolito de Extremadura Central (BEC), en base a su composición, la edad relativa de su emplazamiento, así como por la deformación que presentan en:

- Rocas correspondientes a la serie alcalina, a la que se asignan, por ejemplo, las facies de los plutones de Trujillo, Plasenzuela y la facies externa de Albalá.
- Rocas correspondientes a la serie calcoalcalina que incluyen las cuarzodioritas y granodioritas con geometría y dimensiones variables, por ejemplo de Ruanes y Zarza de Montánchez.

Posteriormente, Castro (1984) definió tres magmas tipo, los cuales estarían generados a diferentes profundidades por diversos mecanismos. Estos son los siguientes:

- Magmas cuarzodioríticos (A), representados por los plutones de Zarza de Montánchez, parte de Alijares, Ruanes, Santa Cruz y Zorita, Zarza la Mayor (García de Figuerola et al., 1971) así como Arroyo de la Luz (Corretgé, 1971).
- Magmas de feldespato alcalino (B), representados por los plutones de Montánchez y parte del de Alijares.
- Magmas de feldespato alcalino de tendencia alcalina (C), a los que pertenecen los plutones de Alcuéscar (Albalá), Plasenzuela y Trujillo (sector oriental – Castro *op. cit.*) y serían equivalentes a los miembros de la "serie de diferenciación de Cabeza de Araya" de Corretgé et al. (1983).

A continuación, se describen las principales características de los plutones individualizados, ya que son el objeto del estudio gravimétrico llevado a cabo en esta Tesis, así como por su relación espacial y probablemente genética con las mineralizaciones del sector.

2.5.1. Plutón de Trujillo

El plutón de Trujillo tiene una forma elíptica con el eje mayor orientado en una dirección aproximada N-S, e intruye en los materiales del CEG. En el borde norte del plutón, el CEG presenta

una S_2 de crenulación, que según Corretgé y Martínez (1978), estaría en relación con el emplazamiento del mismo, pero sin embargo Castro (1984), opina que esta S_2 es posterior al metamorfismo de contacto, ya que deforma a los nódulos de cordierita y estaría por tanto en relación con estructuras de tipo regional.

Entre los primeros trabajos, Hernández Pacheco (1957), diferencia en el plutón de Trujillo un granito de grano grueso a medio, a veces porfiroide y unos microgranitos y materiales aplíticos que formarían el borde y cuyo magma origen sería calcoalcalino y rico en moscovita. Ramírez (1971) señala la abundancia de un granito porfiroide con moscovita y biotita, localmente de composición adamellítica, además de otro granito no porfiroide de dos micas. Este último añade una facies más, ocupando el centro del plutón, que correspondería a un granito de dos micas. Posteriormente, Bea (1975), aporta datos geoquímicos, que llevan a considerar al plutón como perteneciente al grupo de los Macizos Circunscritos. Además, compara sus características macro, microscópicas, y químicas, con los plutones de Cabeza de Araya y Albalá. Saavedra *et al.* (inédito) definen ocho facies graníticas (adamellitas y granito moscovítico), más una facies de borde. Monteserín y Pérez Rojas (1980) describen una estructura zonal con facies más finas y leucocráticas en el núcleo, que pasan gradualmente a otras de composición más calcoalcalina y que constituyen la periferia del macizo. Estos autores diferencian las siguientes facies (figura 5):

- En la parte central del plutón, granito de grano fino a medio con moscovita y turmalina, escasa biotita y abundante presencia de minerales leucocráticos. El contacto con las facies circundantes exteriores es neto.
- Granito de dos micas rico en cuarzo, de grano medio a grueso y de apariencia leucocrática, con escasa biotita y abundante turmalina. El contacto con las facies exteriores circundantes es difuso, por lo que en algunas zonas se diferencia una facies de tránsito.

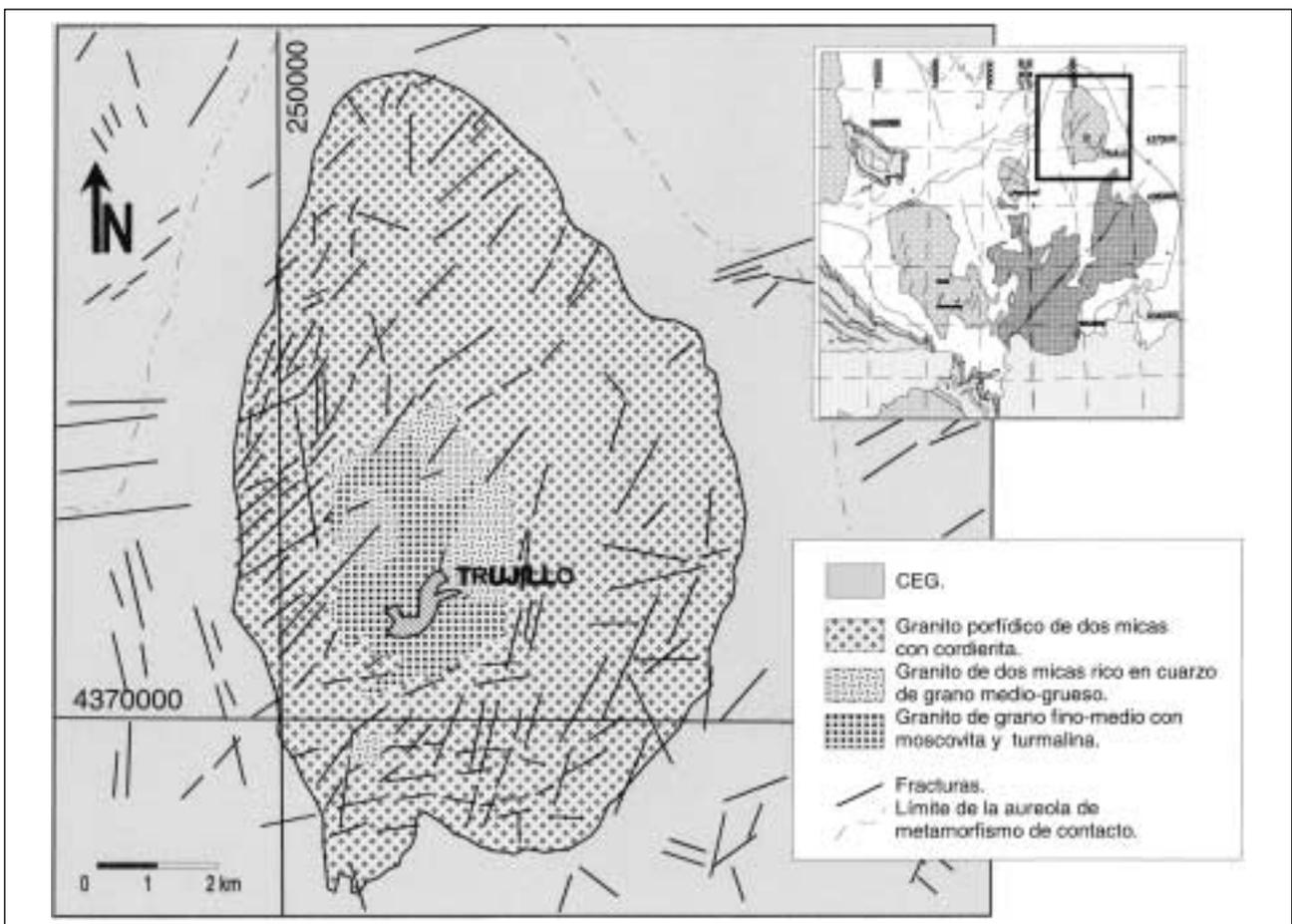


Figura 5. Esquema geológico del plutón de Trujillo (Modificado de Monteserín y Pérez Rojas, 1980).

- Granito porfídico de dos micas con cordierita, que se distribuye en la zona externa del plutón y está constituido por una facies oscura en la que destaca una gran proporción de megacristales de feldespato potásico, con abundante cordierita y predominio de la biotita sobre la moscovita.

Para Guijarro (1982) y Guijarro *et al.* (1985), el plutón de Trujillo está constituido por una adamellita porfídica de dos micas y una microadamellita porfídica, a veces de dos micas y otras moscovíticas. La distribución de Th muestra un fondo anómalo en las adamellitas y una media baja en las microadamellitas. El U también presenta contenidos elevados en las adamellitas y muy bajos en las microadamellitas.

Castro (1984) aborda el estudio de los granitoides desde un punto de vista estructural y diferencia, al igual que Monteserín y Pérez Rojas (1980), las siguientes facies: *a*) un granito de grano grueso a muy grueso que tiende a ocupar las zonas marginales del plutón, *b*) una facies común constituida por granito de dos micas de grano grueso a muy grueso, con megacristales de feldespato potásico, ocasionalmente, con una subfacies más rica en turmalina y *c*) un granito aplítico que ocupa la parte central del plutón. Señala que ninguna de las facies presentan deformación dúctil, inducida desde el exterior o debida al propio emplazamiento. Por otra parte, realiza un estudio detallado de los diques aplíticos acompañantes, destacando sus características más sobresalientes, que son:

- Localización en las zonas marginales.
- Pequeño espesor y gran longitud.
- Trazado rectilíneo y contactos netos con el granito encajante.
- Asociación en grupos de diques paralelos.
- Geométricamente se disponen, o bien perpendiculares al contacto (diques radiales) los cuales son subverticales, o bien de forma paralela al contacto del plutón (diques concéntricos) y buzan débilmente (20-24°) hacia el interior.
- Un tercer grupo de diques son los que encajan en el CEG, que no son nunca prolongación de los que aparecen dentro de la masa plutónica y cuya importancia queda patente en el plutón de Plasenzuela que se describe a continuación.

2.5.2. Plutones de Plasenzuela y Ruanes

El plutón de Plasenzuela, al igual que el de Trujillo, tiene una forma elongada con su eje mayor orientado en dirección aproximada N-S. Intruye en los materiales del CEG y presenta una zonación de facies. En el borde N, el contacto buza hacia afuera entre 60 y 70°, mientras que en el borde E está fuertemente verticalizado.

Monteserín y Pérez Rojas (1980) diferencian cuatro facies cartografiables en el intrusivo:

- Granito aplítico, que corresponde al anillo externo aplítico, cuya amplitud oscila entre 50 cm y varios centenares de metros. El contacto con los materiales metamórficos o graníticos es neto, aunque algunas veces se han observado interdigitaciones.
- Granito de dos micas rico en cuarzo, el cual se encuentra generalmente ocupando las zonas periféricas.
- Granito porfídico de grano grueso, de dos micas y fenocristales de feldespato potásico.
- Granito de dos micas de grano grueso.

Por su parte, Palero *et al.* (1985) definen tres facies (figura 6) que de fuera a dentro del plutón son:

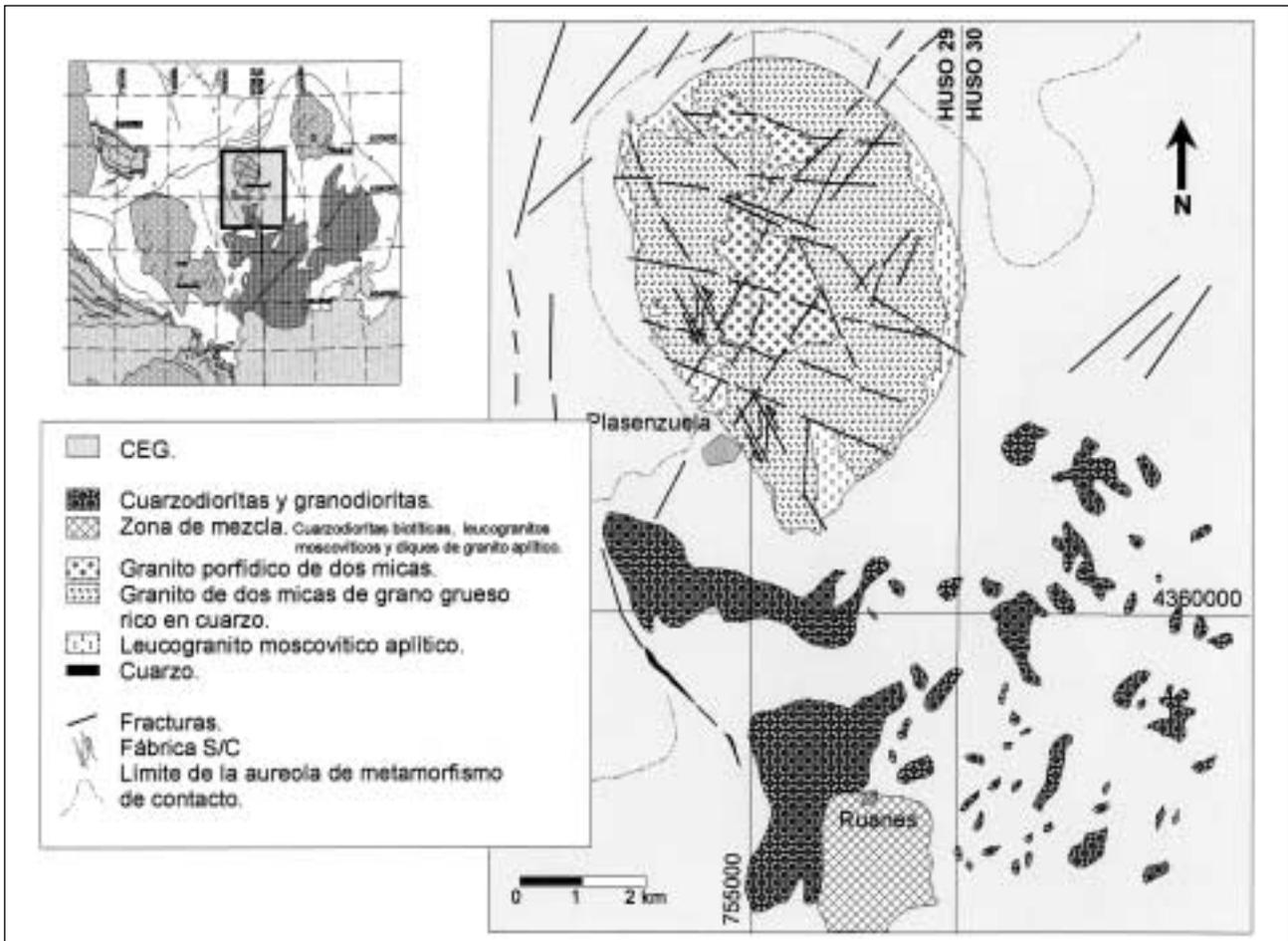


Figura 6. Esquema geológico de los plutones de Plaszuela y Ruanes (modificado de Monteserín y Pérez Rojas, 1980 y de Palero et al., 1985).

- Facies externa de leucogranitos moscovíticos, de carácter aplítico, con microfenocristales hipidiomorfos de feldespato potásico y plagioclasa en una matriz de grano fino. La turmalina es muy abundante y son frecuentes los procesos de albitización en algunas zonas.
- Un granito de dos micas, de grano grueso, rico en cuarzo y con turmalina.
- La facies interna corresponde a un granito porfídico de dos micas.

En el borde oeste describen la existencia de abundantes digitaciones entre los granitos aplíticos y los diques pegmoaplíticos con direcciones principales $N130^{\circ}-140^{\circ}E$ y $N20^{\circ}-30^{\circ}E$. Las facies definidas se disponen en zonación concéntrica, siendo más ácidas y de carácter pegmatítico las marginales, en contraposición con lo observado en Trujillo. Las aplitas, que en el plutón de Trujillo aparecen en el borde oeste y constituyen el tercer grupo de diques definidos por Castro (1984), en Plaszuela forman un peculiar y característico anillo completo en torno al plutón, separado de los materiales graníticos por metasedimentos. Esta forma anular, podría recordar a los "ring-dikes" pero su débil buzamiento (30° hacia afuera del plutón en algunos puntos) descarta esta posibilidad. Por otra parte, el borde oriental muestra deformación por mecanismos de cizallamiento dúctil hercínico y sentido sinistral.

Reguilón (1988) diferencia también tres facies en el granito de Plaszuela, estas son:

- La más externa que consiste en una estrecha franja de granitos moscovíticos de carácter aplítico que rodea el plutón.
- La facies intermedia que corresponde a un granito de dos micas de grano medio a grueso.
- La facies central constituida por granitos de dos micas de grano grueso y frecuentemente de carácter porfiroide con cordierita.

Los contenidos geoquímicos en U y Sn son superiores a los habituales en este tipo de rocas, principalmente en la facies aplítica de borde, y de acuerdo con la definición de Plant *et al.* (1980), Plant y Watson (1983) se trataría de un “granito metalífero”.

El granito de Plasenzuela ha producido una aureola de metamorfismo de contacto con una anchura de más de 500 m, que consiste en un “mosqueado” de porfiroblastos de andalucita en las pizarras encajantes, pudiendo incluso encontrarse corneanas pelíticas.

Al sur del plutón de Plasenzuela existen numerosos afloramientos de cuarzodioritas de dimensiones irregulares que ocupan una zona con intenso metamorfismo de contacto. Estos apuntamientos aislados constituyen lo que Castro (1984) denominó "plutón Ciego de Ruanes".

El stock de Ruanes está constituido por cuarzodioritas biotíticas (figura 6), de origen más profundo que los granitos, correspondientes a la serie alcalina y presentan un aspecto microgranudo y color grisáceo. Son facies ricas en plagioclasas y biotitas y relativamente pobres en cuarzo. Suelen presentar bastantes enclaves micáceos cuya abundancia relativa suele ser mayor en los bordes de los macizos según Gil Serrano *et al.* (1980).

2.5.3. El complejo plutónico de Albalá y Montánchez

Está constituido por dos intrusivos ; el de Albalá y el de Montánchez. El granito de Albalá presenta una forma elongada en cartografía, con su eje mayor orientado en dirección NNO-SSE, y está formado por granitos muy similares a los de Trujillo y Plasenzuela. Ha sido objeto de numerosos estudios, entre los que destacan, en los aspectos petrológicos (Corretgé, 1971), petrológico-estructurales (Castro, 1984), geoquímicos de carácter general (Bea *et al.*, 1987) o metalogénicos de tipo general (Penha, 1973; Gumiel, 1984; Arribas *et al.*, 1987; Gumiel y Arribas, 1990); con respecto a la metalogenia y distribución del U y Th en el granito de Montánchez, hay que señalar los trabajos de Reguilón y Arribas (1989), y a las mineralizaciones de Sn y W situadas en la proximidades, los trabajos de Gumiel y Pineda (1981). También se han realizado dataciones absolutas que arrojan una edad de 313 ± 10 m. a. (Penha, 1973 y Penha y Arribas, 1974).

Saavedra y García Sánchez (1976) caracterizan geoquímicamente seis facies en el granito de Albalá, estableciendo un esquema genético de intrusión múltiple en un área parcialmente cratonizada a finales del Ciclo Hercínico. Este esquema explicaría la zonación batolítica de magmas híbridos de origen profundo, y daría lugar a un granito superespecializado, lo que explicaría la abundancia de yacimientos e indicios minerales.

Gil Serrano *et al.* (1980) diferencian dos facies: a) un granito de dos micas rico en cuarzo de grano medio a grueso, con zonas con turmalina muy abundante y predominio de la moscovita sobre la biotita. Además en este granito se pueden diferenciar dos subfacies; leucogranitos moscovíticos y granitos o granitos adamelíticos. b) Un granito porfídico de dos micas que muestra ocasionalmente cristales de cordierita, existiendo un paso gradual de una facies a otra.

Castro (1984) diferencia cuatro facies en el granito de Alcuéscar (Albalá) que tienden a disponerse de una forma concéntrica como en el plutón de Trujillo:

- Granito de grano grueso con cordierita y megacristales de feldespato potásico, clasificado como un monzogranito cordierítico con megacristales feldespáticos.
- Granito de dos micas de grano grueso a muy grueso, localmente porfídico.
- Granito de dos micas de grano medio a grueso, que constituye la zona central.
- Granito de grano medio a fino, de dos micas, con cierto carácter aplítico y aflora en dos apuntamientos aislados en la zona central del plutón.

En el plutón de Montánchez diferencia las siguientes facies que pertenecen a dos magmas tipo, cuarzodiorítico (Magma tipo A) y de feldespato alcalino (Magma tipo B):

- Facies común que constituye la mayor parte del plutón. Es un granito de feldespato alcalino de grano grueso y fuertemente deformado. Las relaciones texturales coinciden con las observadas por otros autores en granitos deformados por cizallamiento dúctil (Bossière y Bauchez, 1978; Berthé *et al.*, 1979).
- Facies que presenta idénticas características texturales y estructurales que la facies anterior pero con un marcado carácter pegmatítico y con presencia de turmalina en lugar de biotita.
- Facies de características petrográficas similares a las anteriores pero con una deformación menos marcada. Los límites entre facies son casi siempre graduales lo que dificulta su cartografía.
- Facies de carácter pegmatítico.
- Granito aplítico turmalinífero de grano medio, localizado en el borde oeste del plutón, el cual se encuentra poco o nada deformado.
- Unidad de afinidad cuarzodiorítica, formada por una banda granodiorítica cizallada, adosada al borde este del plutón de Montánchez, la cual presenta una intensa deformación por cizallamiento simple N-S sinistral.

Posteriormente Gumiel y Campos (1993) realizan una cartografía de detalle de los granitoides del área de Albalá y Montánchez, junto con estudios petrológicos y geoquímicos de caracterización de las diferentes unidades graníticas. El estudio geoquímico de los autores contribuye al conocimiento de la evolución geoquímica de las rocas magmáticas y pone de manifiesto las relaciones existentes entre determinadas facies de leucogranitos y las mineralizaciones de Sn, W y apatito. Según estos autores y con una disposición zonal, los plutones de Albalá y Montánchez muestran la siguiente distribución de facies (figura 7):

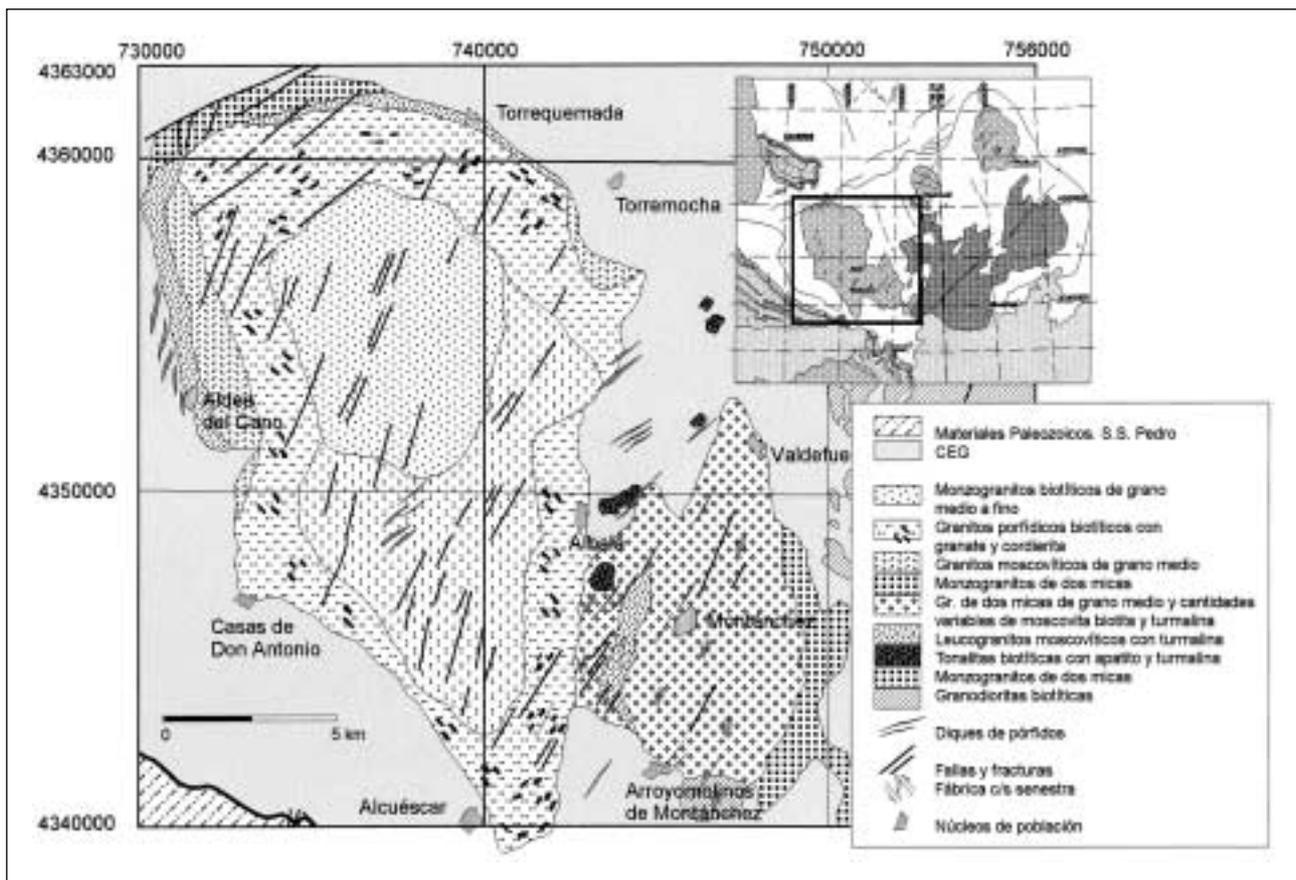


Figura 7. Esquema geológico de los plutones de Albalá y Montánchez (Según Gumiel y Campos, 1993).

- Las facies centrales están ocupadas por monzogranitos biotíticos de grano medio a fino en el caso de Albalá, y granitos de dos micas a veces moscovíticos de grano medio en el caso de Montánchez, ambos granitoides calcoalcalinos de tendencia alcalina. Así mismo, se encuentran monzogranitos de dos micas ocupando la parte central y parcialmente los bordes en Albalá, y la facies del borde oriental del granito de Montánchez.
- En el plutón de Albalá se diferencia una facies de borde de granitos porfídicos biotíticos, con cantidades variables de granate y cordierita, en la que se reconocen varias orientaciones de flujo en los feldespatos.
- Los granitoides de afinidad cuarzodiorítica son granodioritas y tonalitas biotíticas que se presentan en pequeños cuerpos aislados, entre los stocks de Albalá y Montánchez.
- Los leucogranitos se presentan hacia los bordes de los cuerpos intrusivos (p. ej. al norte y al oeste de Albalá), o en forma de "láminas" y diques. La unidad principal de leucogranitos está situada entre ambos intrusivos. Estos leucogranitos suelen aparecer cerca de los "techos" de los plutones, en zonas cupuliformes, o en aureolas marginales, y llevan asociado un cortejo de diques de aplitas y pegmatitas que en el caso de Albalá y Montánchez tienen direcciones preferentes NE-SO ($N40^{\circ}$ - 60° E). Generalmente, con estos diques se asocian las mineralizaciones (Sn, W, P y U) de la zona.

Una fuerte fábrica, definida por la orientación de planos S/C, (anteriormente reconocida por Castro, 1984) debida a los efectos de un cizallamiento dúctil hercínico de sentido sinistral con planos S($N20^{\circ}$ E) y planos C($N170^{\circ}$ E) (Gumiel y Campos, 1993), afecta a varias rocas del stock de Montánchez (figura 7). Su importancia estructural y metalogénica se pone de manifiesto en el apartado 2.7 de este capítulo.

2.5.4. Plutones de Alijares y Zarza de Montánchez

El plutón de Alijares es uno de los más complejos de los que integran el Batolito de Extremadura Central (figura 8). Está compuesto por una serie de bandas fuertemente deformadas de diferente composición, orientadas en dirección NE-SO, entre las que se pueden observar restos de rocas metamórficas.

Gil Serrano *et al.* (1980) diferencian las siguientes facies:

- Cuarzodioritas y granodioritas biotíticas.
- Zona de mezcla, que consiste en una alternancia irregular a lo largo de una zona de cizalla, de cuarzodioritas biotíticas, leucogranitos moscovíticos y diques de granito aplítico.
- Leucogranito moscovítico intensamente deformado.
- Granitos aplíticos de dos micas, que se presentan como rocas filonianas tardías relacionadas con la serie cuarzodiorítica.

En definitiva, el plutón de Alijares está constituido por "láminas" alternantes de rocas pertenecientes a los magmas tipo A) granitoides de afinidades cuarzodioríticas y B) granitoides de feldespato alcalino.

El plutón de Zarza de Montánchez (figura 9) está compuesto en su totalidad por granitoides del grupo A, (magmas cuarzodioríticos –Castro, 1984) y se pueden diferenciar tres facies:

- Granodiorita biotítica con tendencia cuarzodiorítica que constituye la zona central y el anillo externo del plutón.
- Granodiorita biotítica de grano grueso con numerosos enclaves biotíticos que ocupa la parte oeste y suroeste del plutón.
- Una facies minoritaria cuarzodiorítica de grano medio con anfíbol y cordierita.

Figura 8. Esquema geológico del plutón de Alijares (modificado de Gil Serrano et al., 1980 y Castro, 1984).

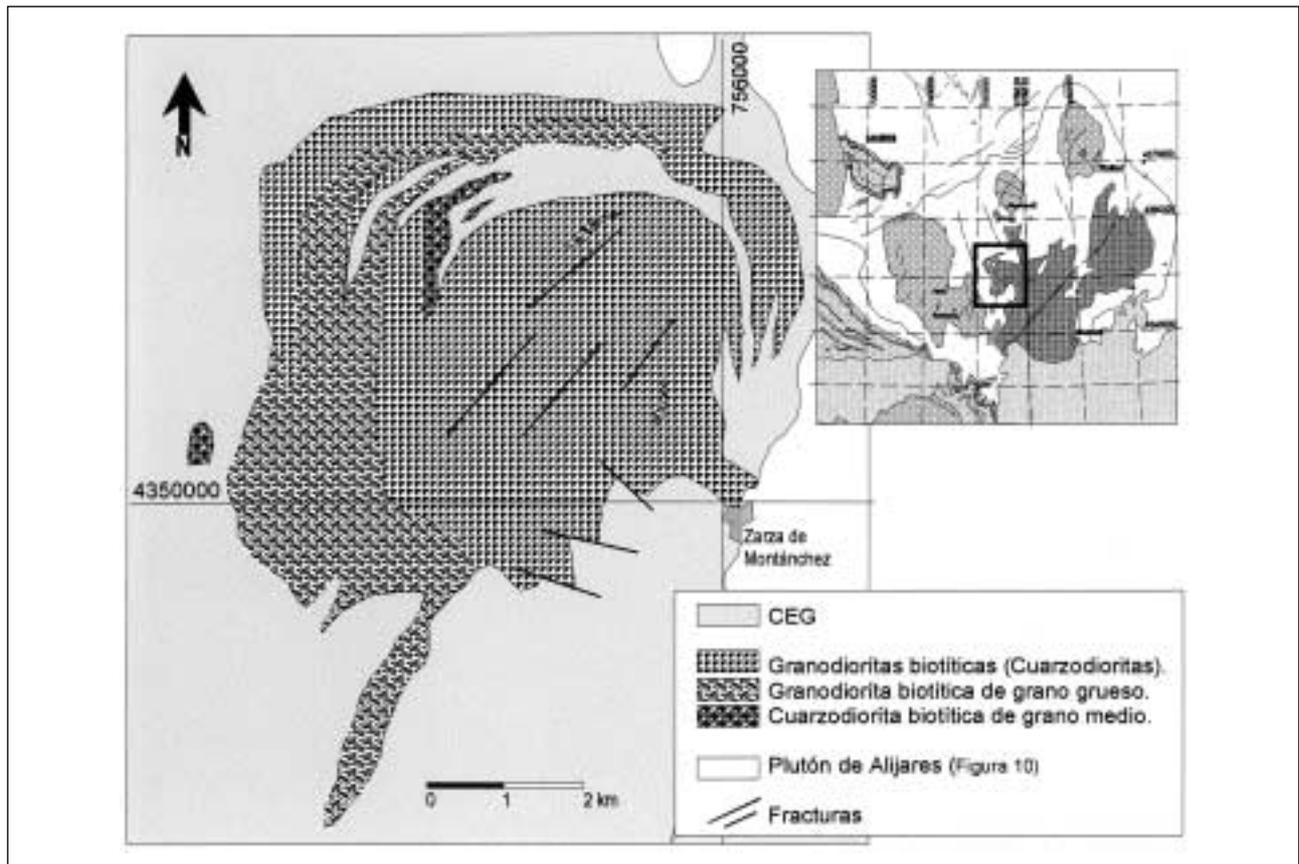
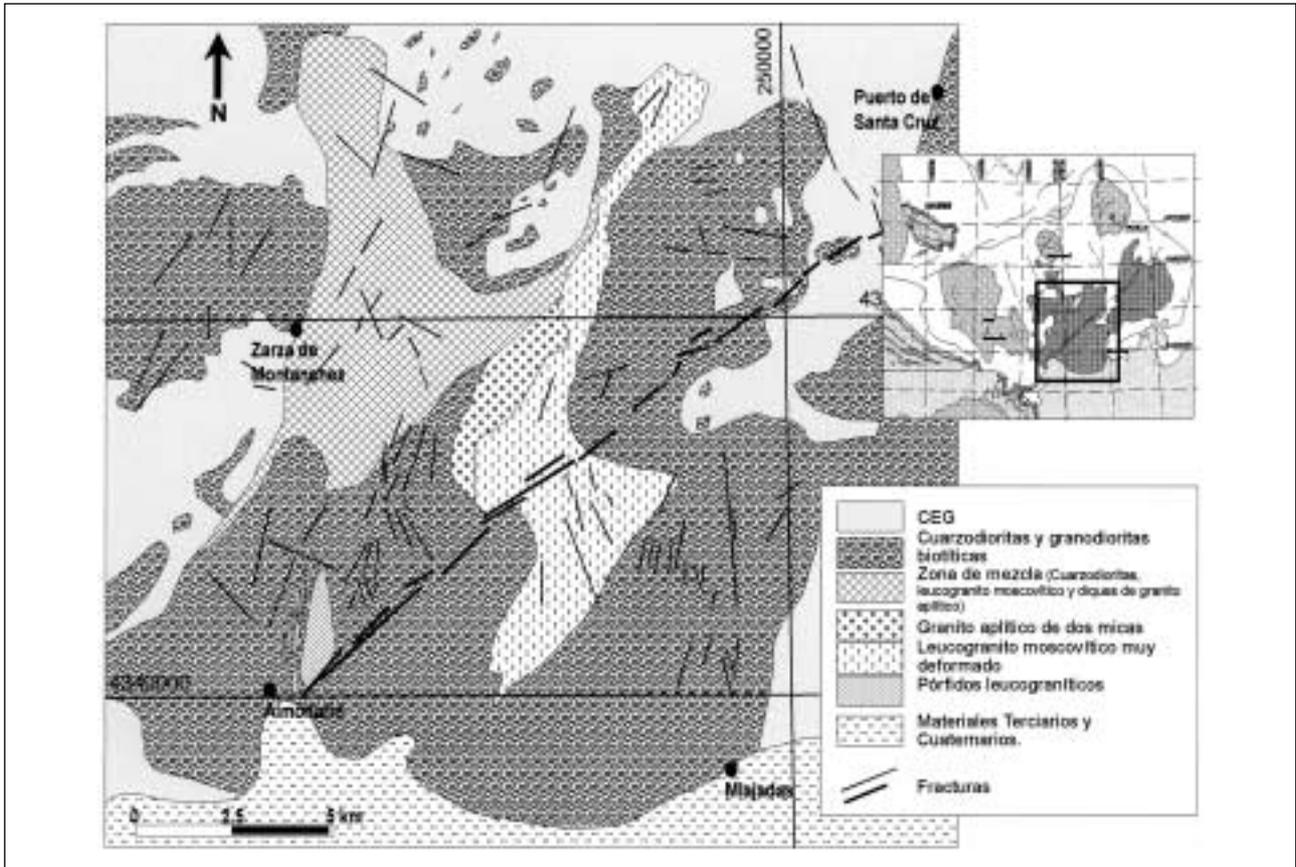


Figura 9. Esquema geológico del plutón de Zarza de Montánchez (según Castro, 1984).

2.5.5. Plutones de Santa Cruz y Zorita

Entre los primeros trabajos que hacen referencia a estos granitos hay que destacar los de Roso de Luna y Hernández Pacheco (1957), quienes describieron el granito de la Sierra de Santa Cruz y Zorita como un “granito microgranudo y porfiroide fuertemente orientado hacia el norte”, pudiendo observarse en las zonas meridionales de la Sierra, “como un conjunto de bandas orientadas entre las que afloran bandas de pizarras muy metamorfizadas”. Así mismo, diferenciaron el granito de Abertura (al sur), de grano grueso y gran uniformidad, y el granito del borde oriental o de Cabeza Parrales (refiriéndose a la zona más próxima a la localidad de Zorita), “de carácter granudo pero no tan uniforme como el anterior, pues existen hacia los bordes tipos microgranudos”.

Castro (1984) separó diferentes unidades en el plutón de Santa Cruz, cuyas facies principales pertenecen a los granitoides del grupo A), es decir, afines a magmas cuarzodioríticos. Se trata fundamentalmente de cuarzodioritas biotíticas con abundantes enclaves. Además, se encuentra un granito aplítico de grano medio a fino que ocupa la cumbre de la Sierra de Santa Cruz (figura 10).

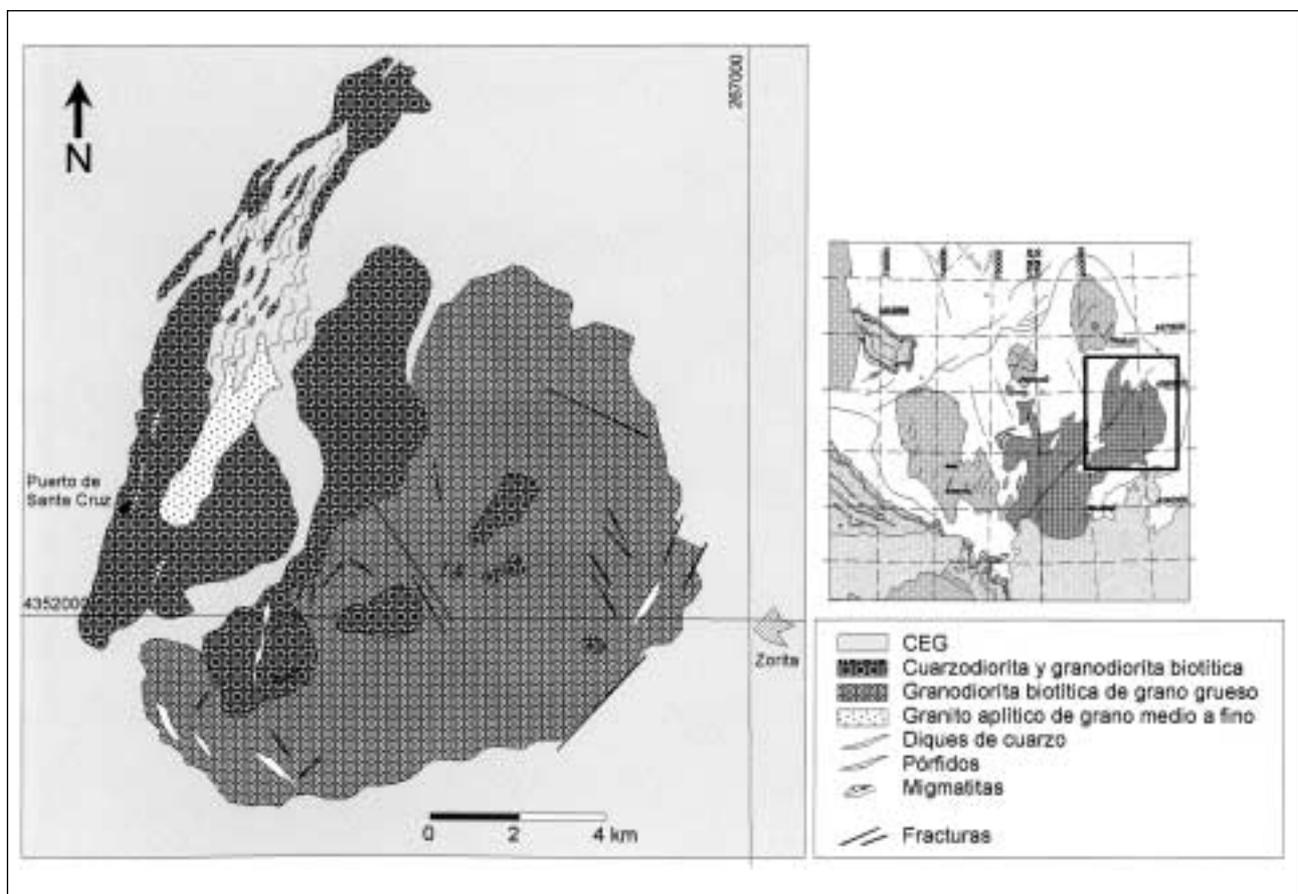


Figura 10. Esquema geológico de los plutones de Santa Cruz y Zorita (modificado de Castro, 1984).

Trabajos más recientes (Matas *et al.*, *in litt.*) han puesto de manifiesto que los plutones de Zorita y Santa Cruz forman parte del complejo plutónico de “Zarza-Ruanes-Santa Cruz-Zorita”, con una extensión global aproximada de 460 km². En particular, en el plutón de Zorita se han diferenciado tres facies principales cogenéticas en disposición centrípeta; la facies externa, de composición granodiorítica, muestra un contacto gradual con la facies interna de composición monzogranítica, la cual, también de forma gradual pasa hacia una zona interna de rocas migmatíticas que se disponen con una orientación aproximada N-S. En un último estadio de evolución del plutón se produce la intrusión del granito de Santa Cruz, favorecido por la presencia de una zona de debilidad, probablemente condicionada por fracturas.

Desde un punto de vista petrográfico las tres facies presentan las siguientes características (Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura - Gumiel y Campos, 1998):

- Facies externa, que se dispone como una aureola externa del plutón, está constituida por granodioritas de grano medio a grueso, con tendencia porfídica. Cuarzo, plagioclasa y biotita son los minerales principales, y de carácter accesorio se encuentran cordierita, feldespato potásico y opacos.
- Facies intermedia, que se presenta en contacto gradual con la anterior. Se trata de monzogranitos de grano medio a fino con abundantes nódulos y restitas que la diferencian de la anterior. Como minerales principales se observan cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los accesorios son apatito, cordierita, circón, rutilo y opacos. Como minerales secundarios en ambas facies se encuentran agregados sericítico-micáceos, clorita, zoisita, epidota y pinnita.
- Facies interna, en el núcleo del plutón se ha diferenciado una lámina de migmatitas de orientación próxima a N-S o NNO-SSE, que aunque se ha cartografiado como una unidad litológica, en realidad es un conjunto metatexitico heterogéneo con términos graníticos. Se trata de migmatitas tipo “schlieren” (Matas *et al.*, *in litt.*). Hacia el interior de la banda se observan lechos leucocráticos y melanocráticos con diferenciados graníticos y zonas con pliegues ptagmáticos.

Por otra parte, el granito de Santa Cruz es un cuerpo de morfología subcircular que intruye en una fase más tardía, favorecido por la existencia de fallas que dan lugar a una zona de debilidad. Es un granito de dos micas de grano medio a fino, con cuarzo, feldespato potásico, moscovita, biotita y en menor proporción turmalina y sillimanita (fibrolita). Relacionados con este granito hay un cortejo de diques pegmatíticos.

2.5.6. Batolito de Cabeza de Araya

El extremo suroriental del batolito de Cabeza de Araya se sitúa en la esquina noroccidental de la zona de trabajo (figura 3).

Corretgé (1971) consideró Cabeza de Araya como un batolito zonado en el que existe una superposición de masas graníticas correspondientes a varios episodios de intrusión, a veces muy separados en el tiempo. Diferencia siete facies (figura 11), de las cuales tres son representantes genuinas del batolito:

- Granitos de grano grueso no porfídicos de tendencia alcalina.
- Granitos y granodioritas con megacrystales de feldespato.
- Granitos aplíticos de tendencia alcalina.

Cabeza de Araya es, según Ugidos y Bea (1976), un batolito de carácter mixto que consiste en una mezcla de componentes de magma calcoalcalino y de productos palingenéticos mesocorticales.

2.5.7. Granitos del área de Mérida: plutones de Sierra Bermeja y Aljucén

El complejo plutónico que incluye la masa diorítica de Aljucén está situado en el margen meridional del área de estudio (figura 3), al NE y SO de la Sierra del Moro. Según Gonzalo (1987) los granitos de este área se pueden dividir en dos grupos: los granitos precoces afectados por las fases de deformación F2 y F3 y los granitos tardíos cuya intrusión es post-F3. A este último grupo pertenece el plutón de Sierra Bermeja. Este plutón (figura 12), forma un cuerpo alargado de dirección

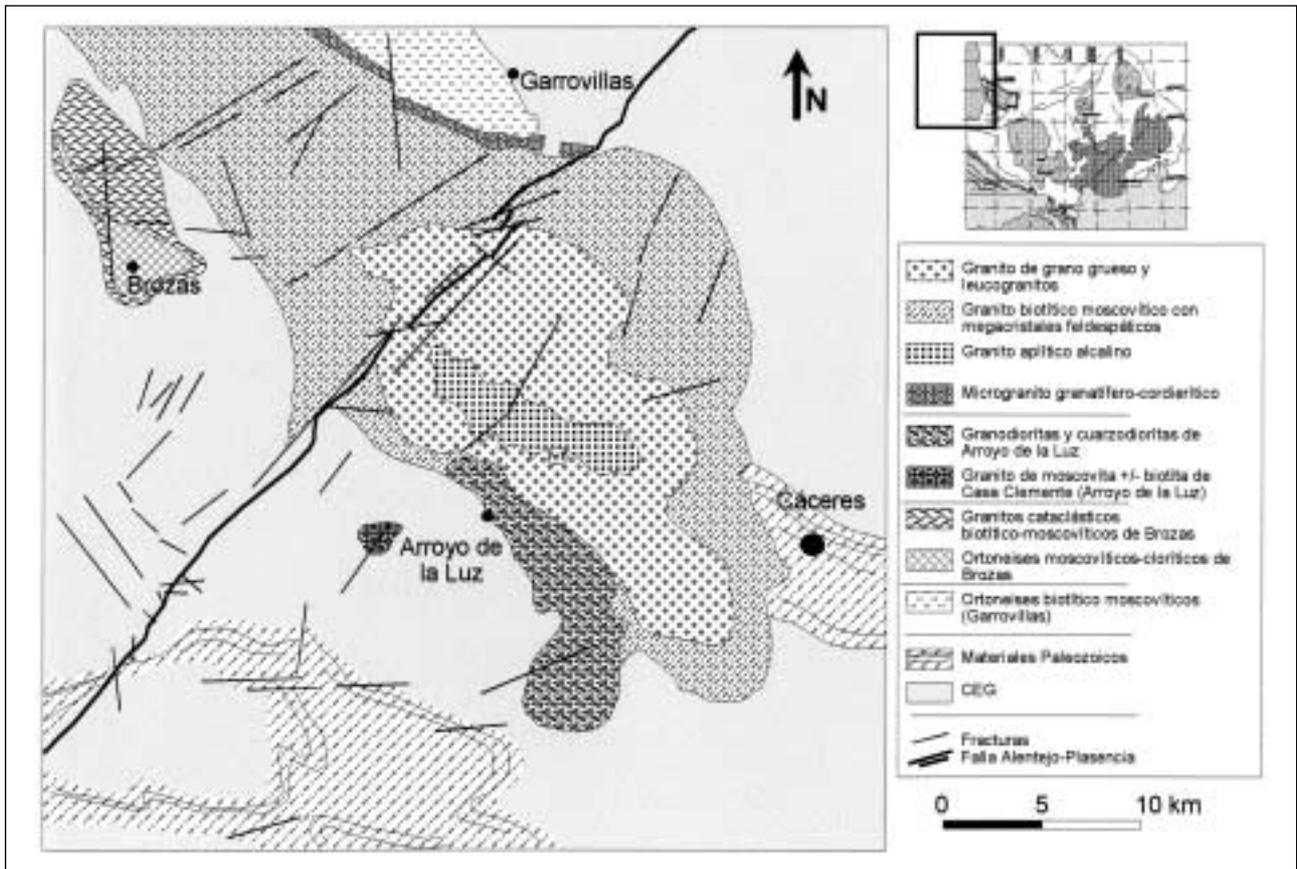


Figura 11. Esquema geológico del batolito de Cabeza de Araya (según Corretgé, 1971).

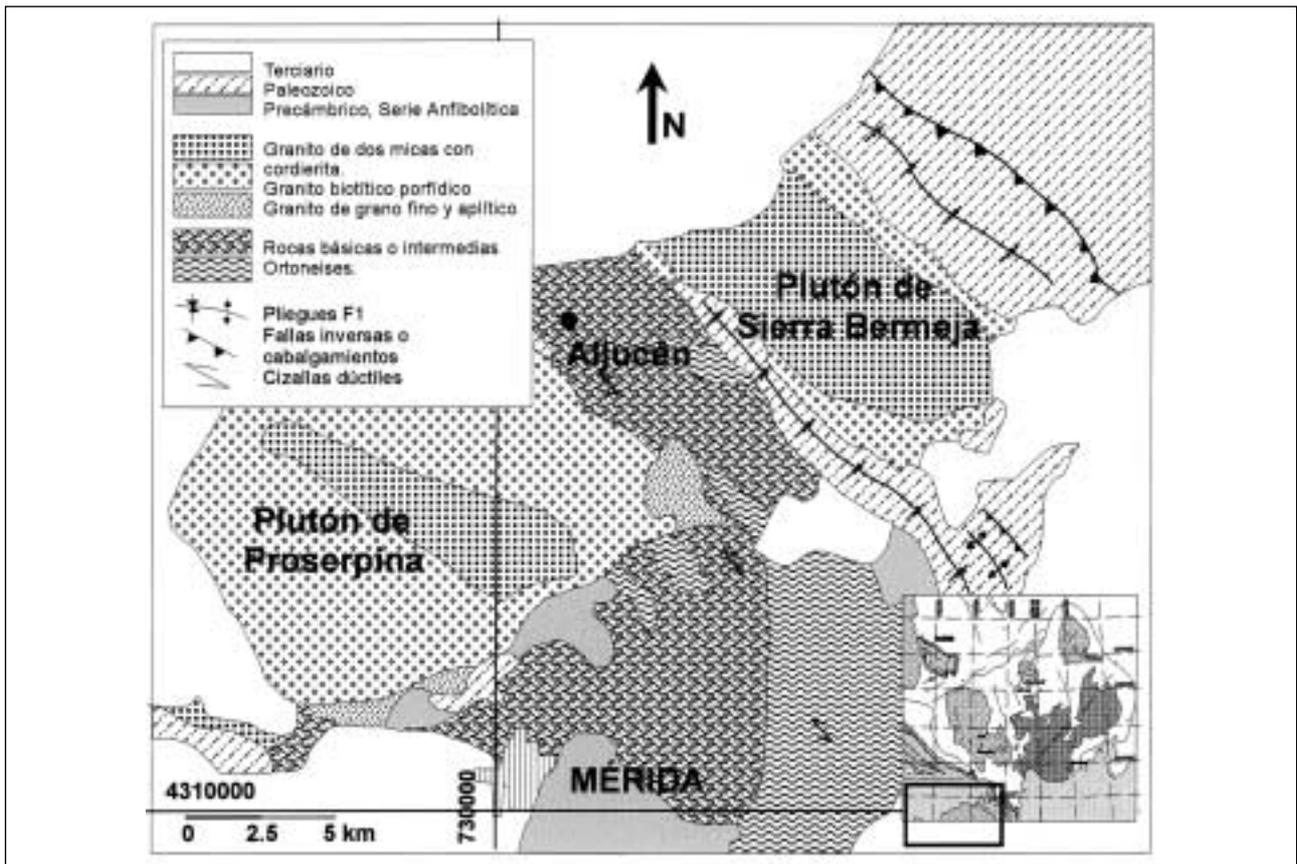


Figura 12. Esquema geológico de los granitos del área de Mérida (según Gonzalo, 1987).

NO-SE que ocupa el núcleo de una antiforma F1; es un granito tardicinemático de intrusión “permitida” (Gonzalo, 1987) controlada por fallas y fracturas distensivas y pertenece a los granitos tardíos del grupo de los granitoides de feldespato alcalino. Son rocas de tipo S, cuyo origen es por anatexia basi o mesocrustal. Se diferencian en el plutón de Sierra Bermeja dos facies: un granito de dos micas con cordierita, que ocupa la parte central del plutón, y un granito biotítico porfídico que ocupa las zonas marginales del mismo.

Por otra parte el plutón de Aljucén con la misma disposición NO-SE, está compuesto por dioritas y cuarzdioritas anfibólicas afectadas por un cizallamiento dúctil hercínico.

2.5.8. Apósis graníticas: El Trasquilón y granito de Cáceres

El granito de El Trasquilón está situado a 12 kilómetros de la ciudad de Cáceres. Se trata de la parte apical de un asomo granítico (ambiente apogranito) que atraviesa los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico. Tiene una forma elipsoidal, cuyo eje mayor de dirección E-O llega a tener 1.100 m y el eje menor de dirección N-S es de aproximadamente 750 m (figura 13).

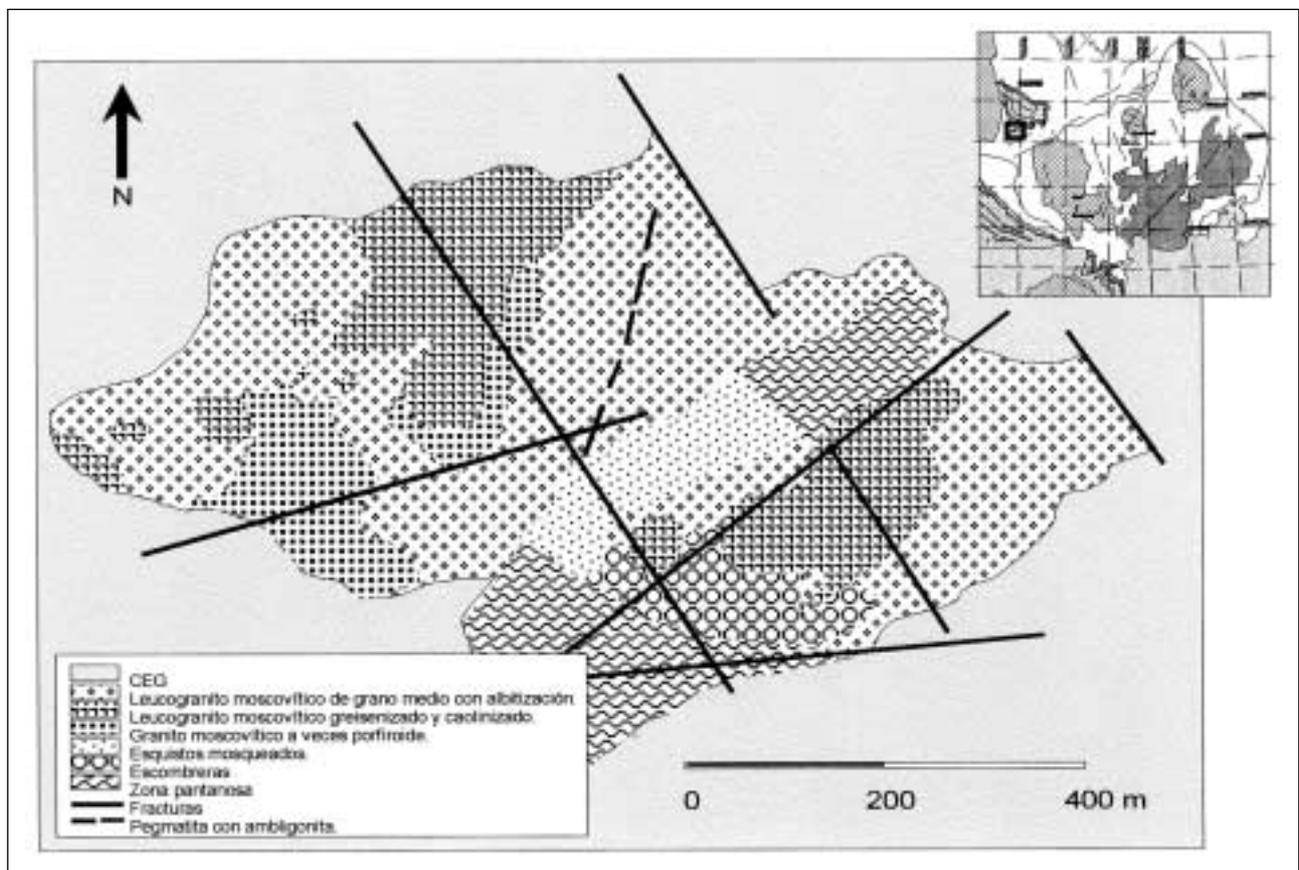


Figura 13. Esquema geológico de la cúpula granítica de El Trasquilón (según González Aguado y Gumiel, 1984).

Las facies graníticas que constituyen esta cúpula son (González Aguado y Gumiel, 1984):

- Granito moscovítico, a veces porfídico, con albitización incipiente, desarrollo local de anillos de Liesegan y estructuras bandeadas de origen hidrotermal (Saavedra y Arribas, 1974).
- Leucogranito moscovítico de grano medio, con mayor desarrollo de albitización y con turmalina diseminada. Esta facies presenta zonas con mayor grado de greisenización y caolinización, que generalmente está asociado a áreas con mayor densidad de fracturación. Esta

facies es la más interesante desde el punto de vista metalogénico, ya que con ella se asocian las mineralizaciones de Sn-Nb-Ta (ver apartado 2.8). Petrográficamente, está constituida por moscovita y plagioclasa (albita), junto con cuarzo que rellena espacios intragranulares. El feldespato potásico es escaso y como accesorios se encuentran turmalina, hematites, dumortierita, apatito, epidota y en menor proporción clorita, circón y rutilo.

Asociado a esta cúpula granítica se encuentra un conjunto de diques pegmatíticos, de morfología tabular, en el que se pueden distinguir dos tipos; unas pegmatitas estanníferas y con amblygonita (ver apartado 2.8), que es su principal interés como mena de Li (Gallego, 1992), y otras graníticas, con cuarzo, microclina y moscovita como minerales principales, que se diferencian de las anteriores por la total ausencia de casiterita y amblygonita.

Desde el punto de vista geoquímico, se corrobora el carácter de “especialización metalogénica” de los leucogranitos de esta cúpula, puesto de manifiesto por los contenidos anómalos de Rb, Li, Sn, Nb y Ta en los mismos, y el empobrecimiento en Ba, Sr y Zr (Gumiel y Campos, 1998).

Un análisis sobre el control estructural del emplazamiento de la cúpula y sus implicaciones metalogénicas puede verse en González Aguado y Gumiel (1984).

Finalmente, los granitos que afloran en la terminación oriental del sinclinal de Cáceres (figura 14), son granitos biotítico-cloríticos y monzogranitos biotítico-cloríticos de grano medio, y su característica principal es que muestran una cloritización generalizada. Hay que señalar que el granito presenta en general una fábrica isótropa y sus contactos cortan claramente a la S_1 del sinclinal.

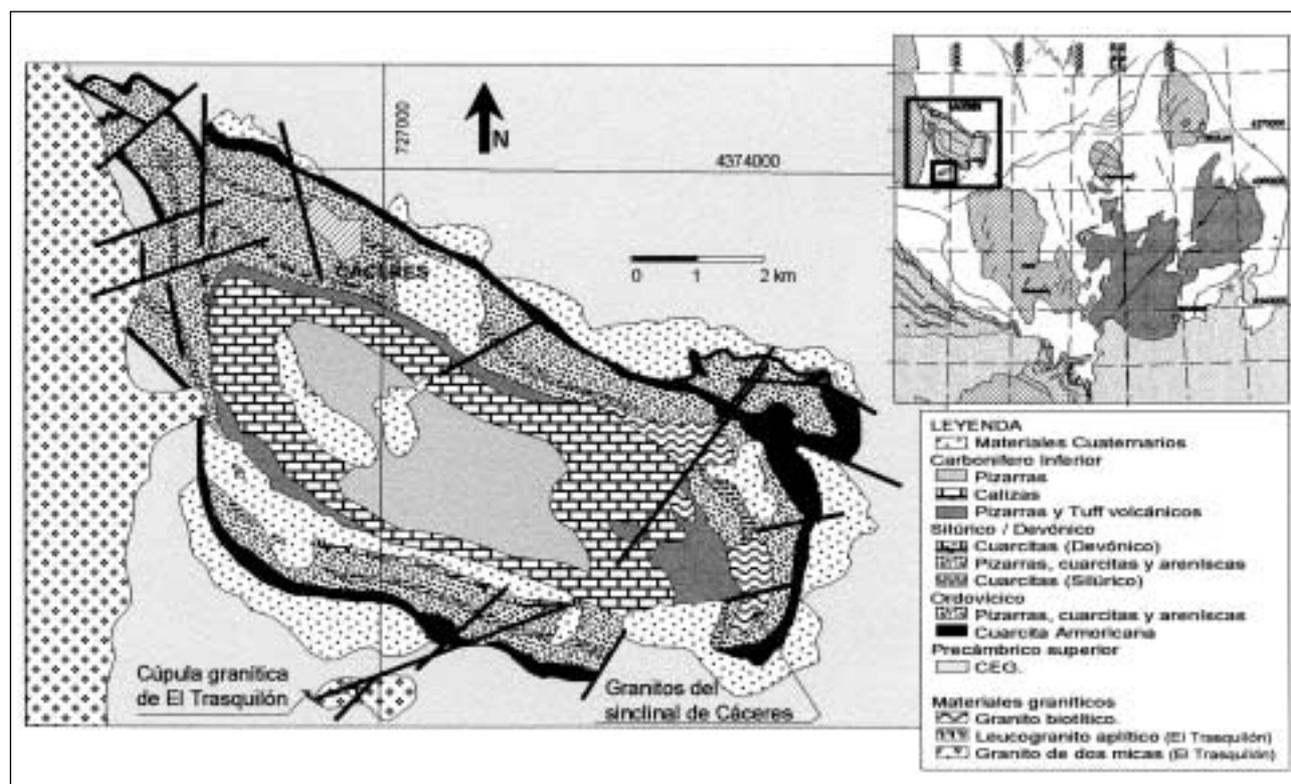


Figura 14. Posición de la cúpula granítica de El Trasquilón y de los granitos del sinclinal de Cáceres.

2.5.9. Síntesis petrológica de los granitoides del área de estudio

Las facies petrológicas de los granitoides que se han diferenciado en la cartografía del área de estudio (figura 3) son las que a continuación se exponen (Tabla I), cubren un amplio espectro, com-

prendiendo desde términos más básicos, de afinidad diorítica o cuarzodiorítica, hasta más ácidos de afinidad leucogranítica.

Un rasgo común a señalar es que la mayoría de los plutones presenta una disposición zonal de facies, que puede ser con términos más ácidos hacia afuera o al contrario.

TABLA I
Tipos de granitoides en el área de estudio

GRANITOIDES DE AFINIDAD DIORÍTICA O CUARZODIORÍTICA	
Granodioritas biotíticas (16).	S de C. Araya, S de Montánchez, Zarza, Ruanes, Alijares, Santa Cruz y Zorita.
Tonalitas biotíticas con apatito (17).	E de Albalá - O de Montánchez.
Dioritas y cuarzodioritas anfibólicas (18).	Granitos del área de Mérida.
GRANITOIDES CALCOALCALINOS, DE TENDENCIA ALUMÍNICA	
Granitos de dos micas (10).	C. Araya, Montánchez, Plasenzuela, Trujillo y Santa Cruz.
Granitos biotíticos porfídicos (11).	C. Araya, Albalá, Plasenzuela, Trujillo y área de Mérida.
Monzogranitos biotíticos (12).	C. Araya, Albalá, Alijares.
Monzogranitos de dos micas (13).	Albalá, E de Montánchez, NO de Alijares, Santa Cruz, Zorita y área de Mérida.
Granitos moscovíticos (15).	Albalá y Plasenzuela.
LEUCOGRANITOS	
Leucogranitos de dos micas (8).	Granitos del área de Mérida.
Leucogranitos moscovíticos (9).	Albalá, Montánchez, Plasenzuela, Alijares y Trujillo.

(Los números corresponden a los que tienen dichas rocas en el Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura y de forma simplificada en la figura 3).

2.5.9.1. **Granitoides de afinidad diorítica o cuarzodiorítica**

Los granitoides de afinidad diorítica o cuarzodiorítica que se encuentran en la zona son los siguientes:

Granodioritas biotíticas (16): se presentan como facies mayoritarias en el complejo plutónico de “Zarza-Ruanes-Santa Cruz-Zorita”, en posición zonal externa, y composicionalmente hay convergencia con los monzogranitos, siendo a veces muy difícil su diferenciación en campo. Son rocas de grano medio a fino, y en ocasiones muestran gran abundancia de xenolitos y restitas, como es el caso del plutón de Zorita. Las granodioritas biotíticas tienen menor desarrollo en los plutones de Albalá y Montánchez, y se encuentran al sur del batolito de Cabeza de Araya. Petrográficamente, están constituidas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico en menor cantidad, biotita abundante, y hornblenda accesoria.

Tonalitas biotíticas (17): se presentan como cuerpos aislados entre los plutones de Albalá y Montánchez. Son rocas de grano medio a grueso y están constituidas por cuarzo, plagioclasa sódica, biotita que a veces se presenta en agregados o “glomérulos” muy característicos, y como minerales accesorios turmalina y apatito.

Dioritas y cuarzodioritas anfibólicas (Appinitas –18–): se restringen a la masa de Aljucén en el complejo plutónico de Sierra Bermeja (Mérida) al sur del área de estudio. Son rocas melanocráticas de grano medio a grueso, con plagioclasa sódica, hornblenda abundante y biotita. Estas rocas están afectadas por cizallamiento dúctil hercínico, de orientación dominante NO-SE y sentido sinistral.

2.5.9.2. **Granitoides calcoalcalinos de tendencia alumínica**

Los granitoides calcoalcalinos de tendencia alumínica que mayoritariamente se encuentran en la zona son los siguientes:

Granitos de dos micas (10): son muy frecuentes y constituyen las facies centrales de los batolitos de Cabeza de Araya, Montánchez, Plasenzuela, Trujillo y el pequeño stock del Puerto de Santa Cruz en el plutón de Santa Cruz-Zorita. Son rocas de grano medio, con cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y cantidades variables de biotita, moscovita y turmalina.

Granitos biotíticos porfídicos (11): forman la zona externa de varios plutones, completando así su disposición zonal. Por ejemplo, en Cabeza de Araya, Albalá, Trujillo y Sierra Bermeja en el complejo plutónico de las proximidades de Mérida. Por el contrario, constituyen la facies interna del stock de Plasenzuela. Se trata de rocas de grano grueso, con megacrístales de feldespato potásico de tamaño centimétrico, cuarzo y biotita muy predominante. Como minerales accesorios presentan cantidades variables de granate y cordierita generalmente alterada a pinnita.

Monzogranitos biotíticos (12): son rocas de grano medio a fino, que suelen formar los núcleos interiores de muchos plutones, por ejemplo en Cabeza de Araya, Albalá y en el complejo plutónico de Zarza-Ruanes. Volumétricamente son menos importantes que otras facies monzograníticas, aunque constituyen el cuerpo principal de los granitos del sinclinal de Cáceres. Presentan cuarzo abundante y similares proporciones de plagioclasa y feldespato potásico. La biotita es predominante, aunque ocasionalmente es más abundante la clorita derivada de su alteración, como en el granito que se encuentra en el sinclinal de Cáceres.

Monzogranitos de dos micas (13): son rocas de grano medio a grueso, con cuarzo, cantidades semejantes de feldespato alcalino y plagioclasa, biotita, moscovita y cordierita generalmente alterada a pinnita. Representan una facies bastante generalizada en el área de estudio, y son especialmente significativos en el plutón de Albalá, en el sector oriental del stock de Montánchez y dominantes en el plutón de Sierra Bermeja. Igualmente, constituyen la facies interna mayoritaria del complejo plutónico de “Zarza-Ruanes-Santa Cruz-Zorita”, y es frecuente que de forma gradacional presenten abundantes restitas (14) y que haya una convergencia composicional con las granodioritas.

Granitos moscovíticos (15): de grano medio, con cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, moscovita predominante y biotita accesorio. Parte de la moscovita puede ser debida a procesos de moscovitización de las biotitas, que a su vez pueden estar asociadas a cloritas. Suelen presentar frecuentemente turmalina como mineral accesorio dominante. Estos granitos están restringidos a las facies centrales del stock de Plasenzuela y a las marginales en el batolito de Albalá.

2.5.9.3. Leucogranitos

Dentro de los leucogranitos se pueden diferenciar dos grupos:

Leucogranitos de dos micas (8): son rocas de grano fino con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, y cantidades semejantes de moscovita y biotita, con turmalina como principal mineral accesorio. Su presencia se restringe al borde sur de las dioritas y cuarzodioritas anfibólicas de Aljucén, en las proximidades de Mérida.

Leucogranitos moscovíticos (9): son rocas esencialmente de grano fino, constituidas mayoritariamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y turmalina que es el principal mineral accesorio. La biotita está ausente y los procesos de alteración (moscovitización, albitización y potasificación) son frecuentes. Se considera que pertenecen al grupo de granitos “metalogenicamente especializados”, de gran interés por las mineralizaciones de Sn, W, U y P que llevan asociadas (véase apartado 2.8). Se encuentran en facies cupuliformes (cúpula de El Trasquilón, en las proximidades de Cáceres), y en zonas restringidas marginales en el batolito de Albalá y entre éste y el stock de Montánchez. Forman una aureola externa en el plutón de Plasenzuela, y constituyen el núcleo central en el complejo de Alijares y en el plutón de Trujillo.

Estos granitos que son típicos de facies de “techo” de batolitos (ambiente apogranítico), muestran una convergencia composicional con el cortejo de diques aplíticos o aplopegmatíticos acompañantes de dichos sistemas y que también son de gran interés metalogénico (véase apartado 2.8).

2.5.9.4. **Otras rocas: granitoides pre-F3 de deformación y migmatitas**

Ortoneises ácidos e intermedios (6): son rocas de naturaleza ortoderivada, deformadas y de aspecto néisico que afloran de forma restringida al norte del complejo diorítico de Aljucén. Composicionalmente son leucotonalitas y granodioritas, con facies de bordes más cuarzdioríticas. En general, pueden considerarse como granitoides de feldespato calcoalcalino. La deformación es debida a la 3.^a fase hercínica (véase capítulo 2.7) y se traduce en cizallamientos dúctiles, de orientaciones preferentes NO-SE y ONO-ESE (N110°E) y con movimientos de sentido predominantemente sinistral. Estas rocas deformadas pueden considerarse como protomilonitas llegando incluso a milonitas.

Migmatitas (7): son rocas metatexíticas que se encuentran restringidas a una banda de deformación dúctil de orientación NNO-SSE en el plutón de Santa Cruz-Zorita. Son migmatitas tipo “schlieren”, con lechos leucocráticos y melanocráticos, con diferenciados graníticos y zonas con pliegues ptigmáticos. Aunque composicionalmente pueden considerarse monzogranitos, la diferencia es textural. Como minerales principales se encuentran cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita. Como accesorios más importantes se observan apatito y cordierita transformada a pinnita.

2.5.9.5. **Rocas ígneas tardihercínicas (postcinemáticas)**

Diques aplíticos y pegmatíticos (4). En general se trata de leucogranitos moscovíticos de grano fino (aplitas) o grueso (pegmatitas), constituidos mayoritariamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y turmalina que es el principal mineral accesorio. La biotita está ausente y los procesos de alteración (moscovitización, albitización y potasificación) son frecuentes. Su interés metalogénico se pone claramente de manifiesto por su relación con un determinado grupo de mineralizaciones (Sn, W, U, P, véase apartado 2.8 de este capítulo).

Los haces de diques tienen una orientación dominante NE-SO, con buzamientos subverticales y horizontales y son especialmente abundantes en las proximidades de los indicios filonianos. Pueden ser intra o extrabatolíticos. En particular son frecuentes en la cúpula de El Trasquilón, en los monzogranitos de la facies central del batolito de Albalá, en las proximidades de los leucogranitos del stock de Montánchez, en el plutón de Trujillo, en el complejo diorítico de Aljucén y finalmente, destacan por su abundancia los peribatolíticos del stock de Plasenzuela. En situación extrabatolítica hay numerosos diques al norte de Albalá y en el sinclinal de Cáceres en las proximidades del indicio de Valdeflorez (ver apartado 2.8).

Pórfidos graníticos (3). Son rocas con abundantes fenocristales de cuarzo y plagioclasa, en una matriz afanítica con cuarzo, feldespato potásico y micas. La mayoría de estos diques muestran alteraciones potásicas y cuarzo-sericíticas, y a veces se suele encontrar turmalina y fluorita accesorias.

En concreto los **pórfidos cuarzo-monzoníticos**, están formados por fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en una matriz afanítica con clorita, biotita y óxidos de hierro. Estos pórfidos suelen presentar alteración argillítica (sericítica) y turmalina de carácter accesorio.

Son especialmente abundantes los pórfidos graníticos peribatolíticos en el borde occidental del batolito de Albalá, en donde su disposición sigmoidal en relevo (en échelon) señala una cizalla frágil de orientación NO-SE y movimiento con sentido dextrógiro.

La zona con mayor abundancia en diques de pórfidos graníticos y cuarzomonzoníticos es al NE de Almoharín, atravesando granodioritas biotíticas y con una disposición geométrica congruente con una cizalla frágil de orientación NE-SO a ENE-OSO y movimiento sinistral. Hay otras dos zonas con abundantes diques de pórfidos graníticos que tienen gran interés estructural y metalogénico que son las siguientes: al SO de Valdemorales, atravesando monzogranitos de dos micas, y donde se pueden obtener numerosos criterios cinemáticos (ver apartado 2.7), y en el indicio de El Sextil, (n.º 52) al sur de Almoharín, de gran interés metalogénico (véase apartado 2.8).

Finalmente, hay que mencionar el dique de pórfidos graníticos situado al norte de Santa Marta de Magasca. Se trata de un dique ramificado, tipo “sill” en su rama occidental, y transversal en su

rama oriental (corta a S_0 y S_1). Tiene una longitud aproximada de unos 15 km y potencias que oscilan entre 10 m y 350 m. El dique muestra un bandeado de flujo con lechos leucocráticos y otros melanocráticos, así como facies de grano fino en los bordes. Su trazado, longitud, potencia y geometría inducen a pensar que su emplazamiento se produjo en una zona de dilatación, a favor probablemente de antiguos planos S/C, que son orientaciones de debilidad, dentro de la prolongación norte de la cizalla sinistral de Magasca-Montánchez de orientación principal NO-SE. La reactivación con movimiento dextrógiro de esta estructura, es congruente con la orientación del dique, principalmente su rama oriental, que además es la que ha sufrido mayor extensión (véase apartado 2.7).

Diques de cuarzo (1). Son muy abundantes en el área de estudio y su distribución es irregular y generalmente en grupos. Son relativamente frecuentes en situación peribatolítica en las proximidades de diques aplopegmatíticos, por ejemplo en el stock de Plasenzuela, Trujillo, Albalá y Montánchez. En situación extrabatolítica en las proximidades de Ruanes, Zorita y al NE de Aldeacentenera. Generalmente son estériles, de potencias métricas y considerable longitud, de aspecto lechoso o con un ligero tinte azulado, y se suelen presentar aislados o también en grupos individualizados intragraníticos. Pero los sistemas de venas y diques de cuarzo más importantes en la zona son los mineralizados en diversas sustancias, que son o han sido objeto de explotaciones mineras y se tratan en detalle en el apartado 2.8 de este capítulo.

Diques de diabasas (5). Los haces de diques básicos de orientación NE-SO a ENE-OSO son frecuentes, tanto en el área de estudio, como en muchas zonas de Extremadura. Están constituidos principalmente por diabasas y en su mayoría pertenecen al conjunto de diques que afloran siguiendo el trazado de la falla del Alentejo-Plasencia. En la zona hay diques de diabasas irregularmente distribuidos y de carácter muy local, destacan los del N y NE de Madrigalejo en el CEG y con orientaciones NE-SO, así como los situados al este de Arroyomolinos, de la misma orientación, y los del batolito de Zorita con una orientación NO-SE, probablemente conjugada de la anterior.

2.6. Metamorfismo

En los terrenos de la Zona Centro-Ibérica de Extremadura, y consiguientemente en el área de estudio, las condiciones de metamorfismo regional que se alcanzan son de grado muy bajo a bajo (facies de esquistos verdes) no llegándose a la isograda de la biotita.

Los materiales metasedimentarios representados en el área han sido afectados por un metamorfismo regional progrado, simultáneo con la deformación hercínica y que comprende la zona de la clorita, en base a los minerales índice presentes en los metasedimentos (Matas *et al.*, *in litt.*). El metamorfismo de contacto sobre los materiales encajantes de los granitos, se sobrepone al metamorfismo regional hercínico.

Las zonas afectadas por metamorfismo térmico en las periferias de los plutones son de anchura muy variable y su intensidad decrece con la distancia al contacto. Aunque de difícil cartografía, si hay un grado de zonación térmica en torno a los intrusivos. En el caso más general existe una zona interna próxima al contacto y de anchura variable, que incluso puede faltar, en la que se desarrollan paragénesis de grado alto (zona de corneanas piroxénicas). Localmente se pueden producir procesos de anatexia inducida, como sería el caso de las migmatitas de la zona de Santa Cruz-Zorita, pero con un desarrollo muy limitado. En las zonas intermedias más alejadas del contacto, las rocas presentan un grado medio (zona de corneanas hornbléndicas) con paragénesis de cordierita y andalucita.

Finalmente, en las aureolas externas las rocas muestran un grado bajo, con blastesis de micas (moscovitas) que confieren a la roca un típico aspecto de pizarras mosqueadas.

Hay que hacer constar, por su notable interés petrológico, el desarrollo local de procesos de anatexia en las rocas de la zona de Santa Cruz-Zorita, con la formación de una compleja banda de migmatitas cartografiable, de orientación NO-SE. La subida del grado metamórfico en esta zona es debida a la anatexia inducida en profundidad, en el contexto de una tectónica extensiva, en relación con fallas de considerable magnitud que formarían semigrabens. El metamorfismo de contacto del

plutón de Santa Cruz-Zorita afecta a dos series composicionales, una pelítico-grauváquica muy extendida y otra calcosilicatada poco representada. Castro (1984) en una primera aproximación, estima valores de presión que oscilan entre 2 kb y 3,5 kb. El mismo autor observa como la blastesis mineral se sobrepone a las asociaciones minerales debidas al metamorfismo regional de grado bajo y a la esquistosidad S_1 .

Existen pocos trabajos con respecto a la cartografía y delimitación de las aureolas de metamorfismo de contacto producidas por los cuerpos plutónicos. En este sentido, Antón Pacheco *et al.* (1985, 1988) y Rowan *et al.* (1987), han desarrollado una técnica de tratamiento digital de Imágenes Landsat Thematic Mapper (TM), para la detección de suelos afectados por metamorfismo de contacto y lo han aplicado a esta misma zona de estudio, dando como resultado un mapa de clasificación de campos "de contacto". Este mapa demuestra que en algunas zonas el límite propuesto para la aureola de metamorfismo de contacto se ajusta bien a la ya cartografiada en los mapas geológicos, pero en otros casos, como por ejemplo en el batolito de Cabeza de Araya, esta aureola puede ser ampliada hasta 12 km en algunos puntos, siendo mucho más extensa que la reconocida hasta el momento.

2.7. Tectónica

La configuración estructural del sector central de Extremadura es el resultado de la superposición de varias fases de deformación, de las cuales, las más importantes corresponden a la Orogenia Hercínica. Hay, por otra parte, incidencias de otras deformaciones anteriores enmascaradas posteriormente, así como movimientos más tardíos atribuidos a la Orogenia Alpina, aunque de menor importancia y casi siempre de carácter frágil distensivo.

2.7.1. Deformaciones prehercínicas

Hay evidencias regionales de una tectogénesis Cadomiense, como la discordancia entre los Grupos Domo Extremeño e Ibor (equivalente a la discordancia entre el Alcudiense Inferior y el Superior, Bouyx, 1970; Ortega y González Lodeiro, 1986; Nozal *et al.*, 1988; Palero, 1993), y también por la presencia de un vulcanismo o plutonismo asociado (ortoneises prehercínicos), por ejemplo en la Antiforma de Martinamor (Salamanca), que se puede explicar en el contexto de una tectónica extensional en relación con fallas que pudieron tener componentes trascurrentes.

Con posterioridad y durante la sedimentación del Grupo Valdelacasa (no aflorante en el área de estudio, pero muy importante a escala regional en la Zona Centroibérica), habría una estructuración del área por efecto de grandes fallas normales que controlarían la citada sedimentación (Ortega *et al.*, 1988).

La fase preordovícica (anterior a la fase Sárdica) y reconocida por varios autores en otras áreas (Diez Balda, 1986; Diez Balda *et al.*, 1990), provoca el basculamiento de los materiales del Grupo Valdelacasa. Se atribuye así mismo un carácter extensional a esta deformación, en la que se generarían basculamientos y semigrabens que podrían explicar la distribución irregular de los depósitos del Ordovícico Inferior, así como sus cambios de potencia y facies (Martínez Catalán *et al.*, 1992).

2.7.2. Deformaciones hercínicas

Durante el Devónico Medio se produce un abombamiento generalizado en todo el borde sur de la Zona Centroibérica que produce la ausencia de materiales de esa edad (Pardo y García Alcalde, 1984; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). Este abombamiento va seguido, ya durante el Devónico Superior (Frasniense-Fameniense), en algunas áreas (por ejemplo, en la Sierra de San Pedro), de una etapa distensiva con formación de cuencas rellenadas con materiales sintectónicos (López Díaz, 1991). Esta etapa produce una serie de fallas normales de trazado NO-SE y morfología lítrica, hori-

zontalizadas en profundidad, con carácter distensivo (buzando hacia el sur) y características frágiles en los niveles superiores y más dúctiles en los inferiores. Están separadas por otras ortogonales, de transferencia y con movimiento dextro (figura 3).

En el área de estudio se diferencian tres etapas principales hercínicas, seguidas de otra de fracturación.

1.ª Fase de deformación. Esta etapa es la más generalizada, siendo responsable de las grandes estructuras de la zona. Cuando afecta a materiales paleozoicos en algunas áreas (ej. Sierra de San Pedro), produce despegues y cabalgamientos en los tramos pizarrosos, en los que las fracturas distensivas previas estaban horizontalizadas, así como también da lugar a nuevos cabalgamientos. El trazado general de estas estructuras es NO-SE y el bloque cabalgante es el meridional. Relacionándose con los movimientos finales de despegue y cabalgamientos, y con direcciones preferentes NO-SE, se generan pliegues a todas las escalas. Cuando esta fase de deformación afecta a materiales precámbricos también se desarrollan pliegues a todas las escalas, con direcciones axiales que oscilan de N-S a NO-SE, en los que no se han evidenciado las estructuras anteriormente mencionadas.

Asociada a todos los pliegues se desarrolla una esquistosidad S_1 que es de tipo “slate cleavage” en los materiales pelíticos o pizarrosos y de tipo “roughe cleavage” en los materiales arenosos o grauváquicos. El grado metamórfico alcanzado es el característico de la facies de los esquistos verdes.

2.ª Fase de deformación. De localización puntual en el área de estudio (Hoja de Zorita, 731), se manifiesta como una serie de bandas de cizalla de dirección N40°-N60°E, que llevan asociadas micro y mesopliegues (hasta la escala hectométrica), así como una esquistosidad de crenulación S_2 , siempre con criterios cinemáticos de movimiento sinistral (Matas *et al.*, *in litt.*).

La potencia de cada una de las bandas es de orden hectométrico, y aún cuando los límites son imprecisos, el conjunto de todas ellas puede tener una anchura entre 7 y 10 km. Las superficies C están verticalizadas y las superficies generadas (S_2) tienen una dirección que oscila de N100° a N60°E y un buzamiento entre 90° y 60° al norte, siendo su desarrollo variable, desde una crenulación S_2 hasta un bandeado tectónico, en función de su situación dentro de la zona de cizalla y el tipo de roca al que afecta.

3.ª Fase de deformación. La tercera fase de deformación tiene un desarrollo variable en la zona de estudio. La característica común que presenta es que responde a un sentido de acortamiento (compresión máxima) de orientación E-O. En el borde oriental (Hoja de Zorita, 731) se reconoce por una esquistosidad S_3 de crenulación norteada, penetrativa y sobreimpuesta a la S_2 , que está asociada a pliegues abiertos de orden métrico.

Con desarrollo más generalizado, da lugar a bandas de cizallamiento, tanto de carácter frágil como dúctil, de anchura variable, con orientación predominante NO-SE y movimiento sinistral y otras NE-SO, de menor incidencia en la zona, dextras y conjugadas de las anteriores. También a escala regional estas cizallas pueden dar lugar a variaciones de las directrices estructurales previas, generando figuras de interferencia del tipo “domos y cubetas” (por ejemplo, en los alrededores de la mina de La Parrilla), o bien modificando puntualmente la distribución y orientación de los materiales del Vendense Superior y Ordovícico Inferior. Estas cizallas pueden llevar asociadas micro y mesopliegues de orden centimétrico así como una S_3 de crenulación de orientación norteada.

2.7.3. Deformaciones tardihercínicas

Posteriores a la tercera fase de deformación, existen un conjunto de corredores de falla, cuyas orientaciones predominantes son: NNO-SSE a NO-SE y NNE-SSO a NE-SO, forman un sistema conjugado en el que las fallas NNO-SSE a NO-SE tienen movimiento dextrógiro y las fallas NNE-SSO a NE-SO movimiento sinistral. Las relaciones observadas en campo entre estas estructuras y las estructuras de tercera fase, muestran que éstas son posteriores y reactivan a las estructuras de tercera fase, que se desplazan en sentido contrario (figura 15 a y b). El hecho de afectar a las estructuras hercínicas anteriores y su relación con el emplazamiento de diques y filones mineralizados,

nos permite asignarles una edad tardihercínica, en ausencia de dataciones absolutas que permitan conocer con certeza su edad.

El estudio de la fracturación tardihercínica se ha realizado a partir de las observaciones de campo y a partir del análisis de lineamientos en la imagen Landsat. Las estructuras de fracturación tardihercínica son muy importantes en el área de estudio por dos razones principales; en primer lugar, porque su análisis cinemático ha servido para completar la cronología de los eventos deformativos, ayudando a reconstruir la historia de la deformación tardihercínica en la zona. En segundo lugar, porque estas estructuras van a ser utilizadas para el emplazamiento de los fluidos hidrotermales que van a dar lugar a los diferentes grupos filonianos mineralizados que caracterizan este sector central de Extremadura (véase apartado 2.8).

2.7.3.1. Observaciones de campo

Las estructuras asociadas a los corredores de fallas tardihercínicas tienen un carácter fundamentalmente frágil, aunque en algún caso puede llegar a desarrollarse una esquistosidad de crenulación S_4 , más o menos penetrativa dependiendo de las rocas a las que afecta, así como pliegues centimétricos de carácter asimétrico.

De las medidas de filones, diques y fracturas se desprende que las orientaciones preferentes de fallas y fracturas son (figura 3 y figuras 15 y 18):

En primer lugar, destaca el grupo de orientación NE-SO. Esta dirección es de gran importancia metalogénica, pues es mayoritaria en todos los grupos filonianos del sector y también sirve como canales preferentes para el emplazamiento de diques de pórfidos felsíticos.

En segundo lugar, están las fracturas de orientación ENE-OSO y con movimiento sinistral, que además de dar lugar a grupos de venas mineralizadas, también favorecen el emplazamiento de diques de pórfidos.

El movimiento en dirección y sentido sinistral ha sido reconocido en el terreno por la existencia de criterios cinemáticos (zonas de solapamiento extensional o de dilatación –“pull-aparts”– entre segmentos de fallas) en determinados afloramientos (figura 15b).

En tercer lugar, los sistemas de orientación N-S se presentan como fracturas asociadas al grupo NE-SO, dando lugar a venas pinnadas (“pinnate veins”) y ramificaciones que han sido utilizados también como marcadores cinemáticos.

Finalmente, destaca el grupo de fracturas de orientación NO-SE, con movimiento dextral, en cuyas intersecciones con las del grupo NE-SO sinistral, se originan también zonas de dilatación con abundante desarrollo de venas de cuarzo (figura 15b). Estos grupos de fracturas aprovechan las ante-

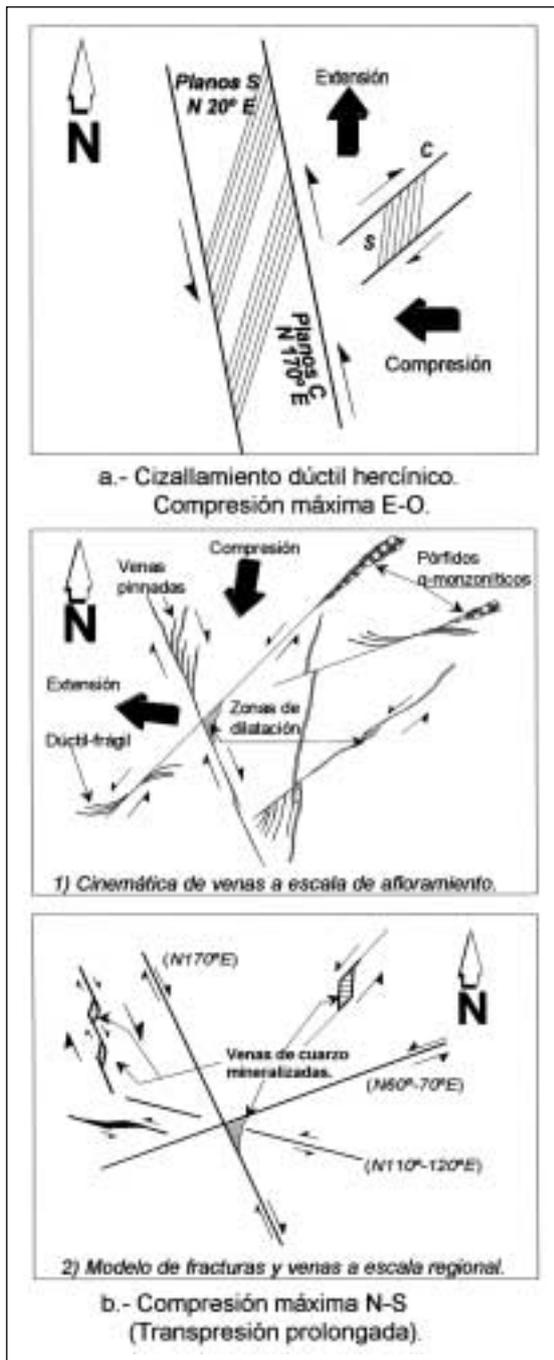


Figura 15. Modelo evolutivo de fracturación (explicación en el texto).

riormente originadas en la tercera fase de deformación, reactivándolas con movimientos en sentido contrario.

Estas direcciones coinciden con las direcciones principales de la fracturación tardihercínica en el Macizo Hespérico (Arthaud y Matte, 1975).

2.7.3.2. *Análisis de lineamientos*

Algunos autores (Inamdar *et al.*, 1982; Mallick y Murthy, 1983) han demostrado la utilidad de la interpretación combinada de las imágenes Landsat, junto con los datos gravimétricos regionales, en el estudio del control tectónico en la ubicación de determinados yacimientos minerales. Por esta razón y para una posterior interpretación combinada con los datos geofísicos, el análisis de fracturas en el terreno, se ha completado y corroborado con el estudio de lineamientos en la Imagen Landsat 5 TM (figuras 16 y 17), en donde los grupos de lineamientos que se han definido coinciden con los anteriores sistemas de fracturas descritos (véase diagrama en rosa de la figura 16).

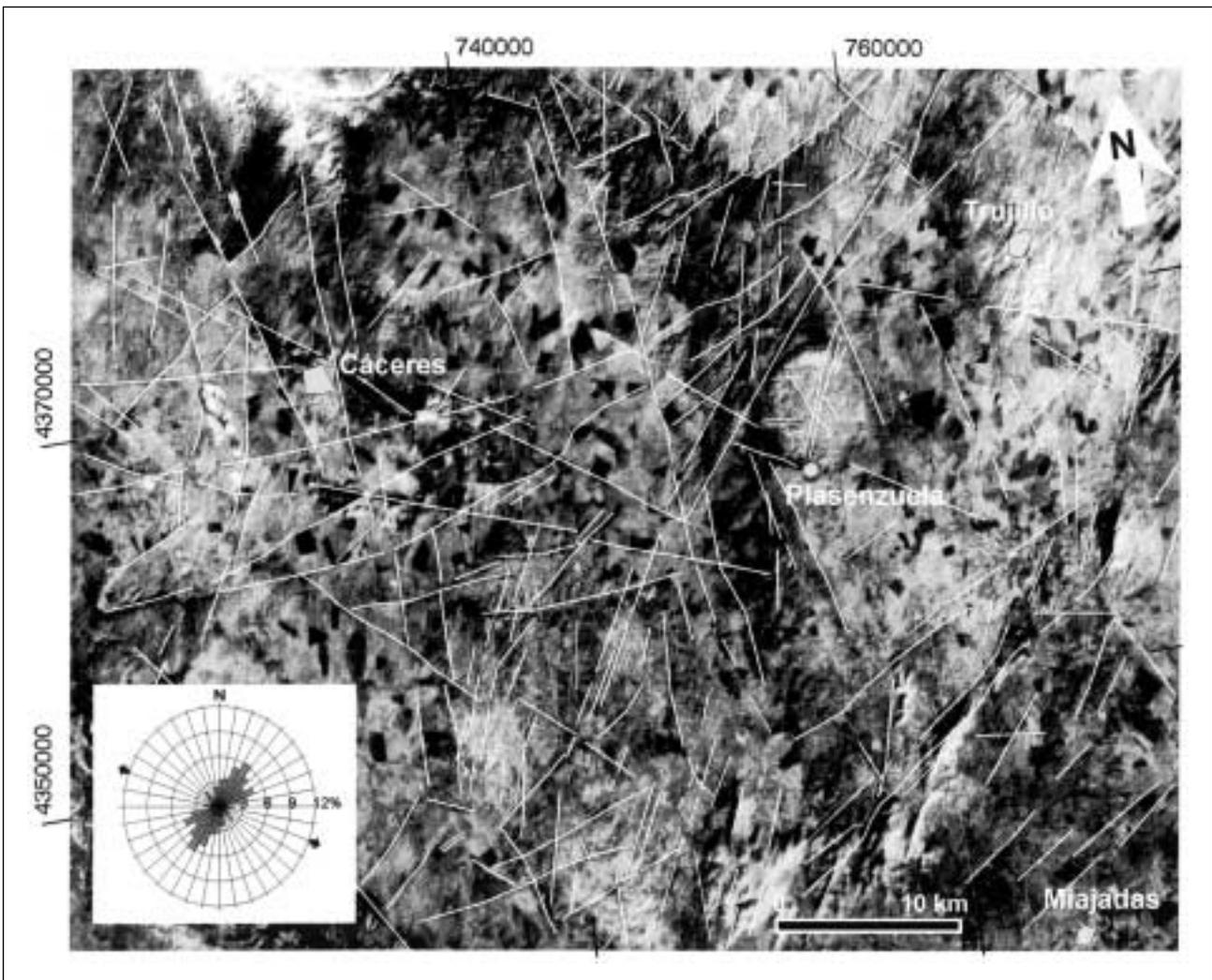


Figura 16. Lineamientos observados en la imagen Landsat TM del 19 de Enero de 1986.

El análisis direccional se ha realizado utilizando la opción Lineations de Gridzo, dentro del Paquete Rockware, con una malla apropiada para tal estudio (3 km x 3 km), e incluye la frecuencia de lineamientos, la densidad (longitud acumulada de segmentos por celda) y el número de intersecciones

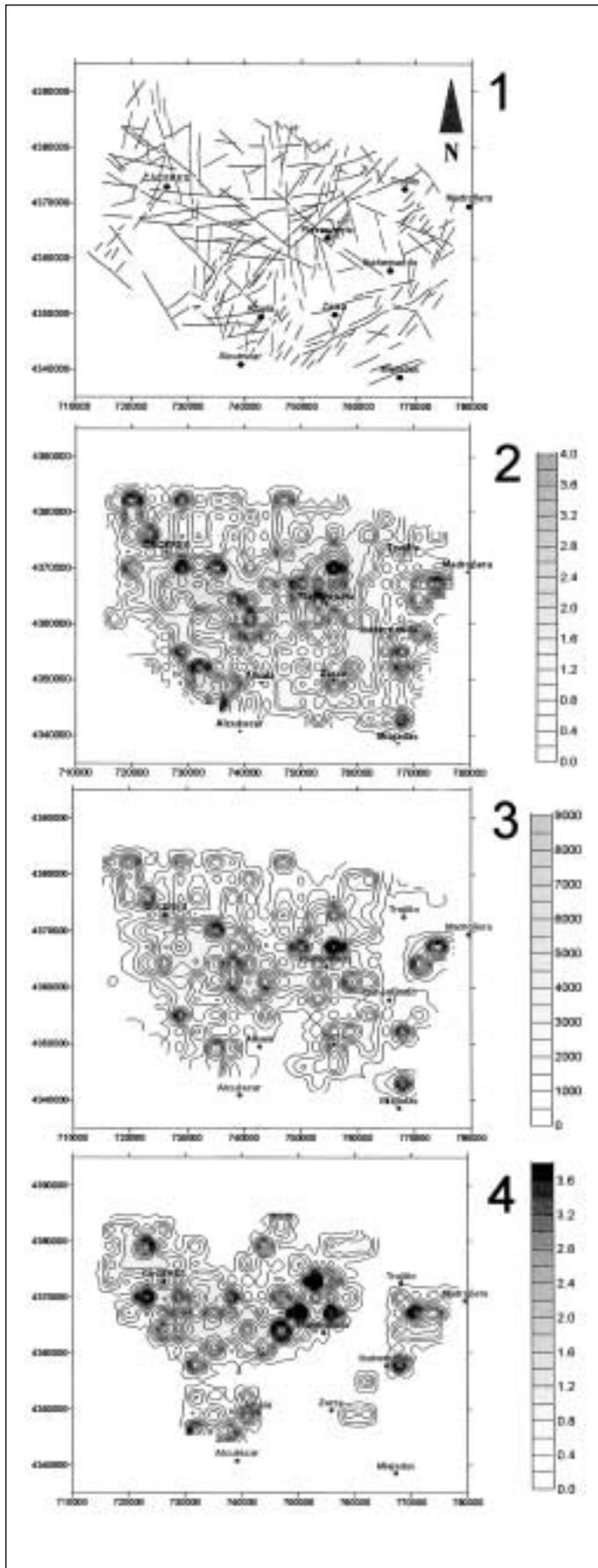


Figura 17. Análisis de lineamientos observados en la imagen Landsat 5 TM, del 19 de Enero de 1986 (1). Análisis direccional: mapas de frecuencias (2), densidad (3) e intersecciones de lineamientos (4).

(figura 17.2, 17.3, y 17.4). En primer lugar, se observa una buena correspondencia entre los máximos de frecuencia, densidad y número de intersecciones. Se reconocen las siguientes orientaciones de lineamientos (fracturas): la principal NE-SO (con un 6% de lineamientos), otra ENE-OSO (4%) y las NO-SE y E-O (con menos del 3% —véase el diagrama en rosa de la figura 16—). En segundo lugar, se reconocen una serie de zonas de máximos de frecuencia, densidad y número de intersecciones, que se corresponden con las siguientes áreas; una en los alrededores (noroeste y oeste) del stock de Plasenzuela; otra que ocupa una banda de dirección NO-SE, y que comprende desde la parte sur del batolito de Cabeza de Araya, el sur del sinclinal de Cáceres, la zona de la cúpula del Tráquilón, e incluye los bordes norte y oeste del plutón de Albalá. Otras zonas de máximos se sitúan sobre los plutones de Alijares y Santa Cruz-Zorita, y otra al sur del plutón de Trujillo.

La definición de estas zonas de máximos, con alta densidad de fractura, tiene importantes implicaciones, tanto desde el punto de vista estructural, como en la geometría de los cuerpos graníticos, y puede tener gran incidencia en la localización de algunos yacimientos minerales. De hecho, gran parte de los indicios del área de estudio, se sitúan en estas zonas de mayor densidad de fractura y conectividad, que debieron favorecer el drenaje de los fluidos mineralizados.

2.7.3.3. Modelo evolutivo de la fracturación

A partir del análisis de lineamientos, y en particular de las observaciones de campo, se presenta un modelo cronológico de la fracturación en el área estudiada, en el que hay que diferenciar dos etapas principales; aunque la primera de ellas comenzó posiblemente, al final de la tercera fase de deformación hercínica (figura 15 a y b). Hay que señalar que las repercusiones que el modelo evolutivo de fracturación puede tener, de cara a la prospección y exploración de yacimientos minerales en el área de estudio, son importantes y pueden reflejarse a escala regional y local.

Como ya se ha indicado anteriormente, el granito de Montánchez presenta una fábrica con disposición de planos S/C, debida a los efectos de un cizallamiento dúctil hercínico, de dirección nor-teada (NNO-SSE) y sentido sinistral. Su emplazamiento sin-tardicinemático está probablemente relacionado con la deformación progresiva debida a la tercera fase de deformación. Igualmente, se desarrollan cizallas de dirección NE-SO a ENE-OSO, con movimientos de sentido dextral y que son conjugadas de las anteriores. Su desarrollo es probablemente más local, y ambas son compatibles con un sentido de compresión máxima (acortamiento) de orientación aproximada E-O (figura 15 a).

Posteriormente hay un cambio en la orientación del elipsoide de deformación hacia una orientación de compresión máxima próxima a N-S, y en la que se produce una reactivación de las estructuras previas. Por ejemplo, los planos S/C del granito de Montánchez, de orientación N20°E y N170°E respectivamente, originados en la etapa anterior (3.ª Fase de deformación hercínica), sufren una reactivación en régimen de deformación dúctil-frágil, pasando a fracturas con orientaciones semejantes y sentido contrario. Es decir, los movimientos de las fracturas NO-SE pasan a ser de sentido dextrógiro y los de las fracturas NE-SO y ENE-OSO de sentido sinistral. La extensión, de orientación aproximada E-O, favorece tanto la intrusión tardía de diques de pórfidos, como la de los fluidos hidrotermales que van a dar lugar a los principales grupos filonianos y venas de cuarzo mineralizadas del área de estudio (figura 15 b₁).

En esta etapa, y en un régimen de deformación frágil transpresivo, las fallas de orientación NO-SE (N170°E) son dextróginas y las ENE-OSO (N70°E) son sinistralas. Las de orientación N110°-120°E muestran también movimiento sinistral y los filones mineralizados de la zona, de orientación media NE-SO (N45°E), ocuparían posiciones de grietas tensionales entre segmentos de fallas NO-SE dexas y NE-SO senestras (figura 15 b₂).

Además de los criterios encontrados se puede pensar que la zona haya sufrido transpresión prolongada en el tiempo, lo que ya fue puesto de manifiesto en otras áreas muy próximas (por ejemplo, en el sinclinal de La Codosera, Sanderson *et al.*, 1991) a partir de la geometría de las fallas tardihercínicas, con rotación en modelo "Dominó", y que tiene gran importancia de cara a la explotación de mineralizaciones auríferas en dicha zona de Extremadura.

2.7.4. Implicaciones del modelo de fracturación en la exploración de yacimientos minerales en el área

Como ya se ha mencionado, las repercusiones que el modelo evolutivo de fracturación tardihercínica, puede tener de cara a la prospección y exploración de yacimientos minerales, son importantes y pueden reflejarse a escala regional y local.

En primer lugar, la distribución de los diferentes sistemas filonianos con mineralizaciones de Sn, W, P, U, Ba, Pb y Zn, que representan una etapa tardía de tipo hidrotermal, probablemente ya fue condicionada por la deformación hercínica.

Las discontinuidades observadas en los granitos, a partir de una fuerte fábrica (planos S/C), desarrollada como consecuencia de los efectos de un cizallamiento dúctil hercínico son planos de debilidad preexistentes. En condiciones de deformación dúctil-frágil y frágil, en estas zonas de debilidad previas se van a originar fracturas en las que se producen reactivaciones. Estas fracturas abiertas, no muy tardías con respecto a la consolidación magmática, van a permitir el emplazamiento de los diques y la implantación de sistemas hidrotermales que van a dar lugar a los filones mineralizados del sector. Este esquema sería compatible con un régimen de transpresión prolongado que pudo afectar a la zona.

Este modelo da lugar a dos consideraciones dependiendo de la escala de trabajo:

A escala local (de Distrito Minero), se deben buscar estructuras de extensión de orientación principal NE-SO (N30°- 40°E), donde pueda existir drenaje de fluidos, y en condiciones favorables

(presión, temperatura, naturaleza de los mismos, e interacciones con las rocas encajantes) haya existido deposición mineral originando grupos filonianos conectados y mineralizados.

A escala regional, hay que considerar factores estructurales de mayor orden; por ejemplo, zonas de intersecciones de fallas y creación de espacios abiertos (zonas de dilatación) idóneas para la concentración mineral. Deben tenerse en cuenta las conexiones de las redes de fracturas que puedan existir entre bandas de cizalla de orientaciones ONO-ESE y fallas NO-SE dextrales con las ENE-OSO sinistralas.

2.7.5. Deformación alpina

Aunque no ha sido objeto de estudio en esta Tesis, y no existen apenas trabajos dedicados exclusivamente al estudio de la deformación alpina en esta zona, creemos que las estructuras hercínicas y tardihercínicas han sido reactivadas durante las etapas de deformación alpinas, como sucede en el resto del Macizo Hespérico.

Se ha observado que el contacto entre los materiales terciarios de la depresión del Guadiana, y los materiales metamórficos y graníticos, se produce por fallas en algunas zonas (figura 3). Por otra parte, una de las principales direcciones de fallas, la dirección NE-SO, coincide con la dirección de una estructura mayor dentro de la Península, la falla del Alentejo-Plasencia, que corta al sinclinal de la sierra de San Pedro y al batolito de Cabeza de Araya a pocos kilómetros hacia el oeste de la zona de estudio.

Este accidente ha sufrido una compleja evolución tectónica siendo activa en sucesivas etapas de deformación desde las épocas tardihercínicas (Arthaud y Matte, 1975), hasta el Neógeno y posiblemente hasta el Holoceno, como lo demuestran estudios en las cuencas de Cañaveral y Albarragena realizados recientemente por Villamor *et al.*, 1996 y Capote *et al.*, 1996. La actividad de este accidente durante la compresión alpina se enmarca en el régimen de esfuerzos que afecta a todo el centro peninsular y en el que se han definido varias fases de deformación (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990; Calvo *et al.*, 1991; De Vicente *et al.*, 1994): Fase Ibérica, con dirección de acortamiento NNE-SSO; Fase Altomira, con dirección de acortamiento E-O; Fase Guadarrama, con dirección de acortamiento NO-SE; y una última fase de carácter extensivo. Durante la fase Guadarrama se forma el Sistema Central, limitado por fallas inversas de dirección NE-SO, y cuya orientación general es semejante a la de los relieves de la Sierra de Guadalupe. Las fallas NE-SO y ENE-OSO pueden estar relacionadas con la formación de esta sierra (Capote *et al.*, 1996), transversal a las direcciones hercínicas.

2.8. Yacimientos e indicios minerales

La Comunidad de Extremadura puede considerarse una provincia metalogénica de gran importancia. Uno de los primeros trabajos sobre el potencial minero de la provincia de Cáceres data de finales del Siglo pasado (Egozcue y Mallada, 1876). En la primera mitad del Siglo XX son numerosas las publicaciones sobre la minería de Extremadura, entre las que cabe destacar, las de Hernández Pacheco (1902) sobre los filones estanníferos de Cáceres, Hernández Pacheco (1908) sobre “El yacimiento de mineral radiactivo en el granito de Albalá”, y las de Ramírez y Ramírez (1952 y 1953) sobre la minería de estaño y wolframio.

Las explotaciones de mineralizaciones de estaño y wolframio tuvieron gran auge a finales del siglo pasado y en el actual, aunque todos los trabajos de extracción cesaron hace unos 10 años, como consecuencia de la crisis de mercado de estos metales. No obstante, el potencial minero de estas sustancias y la variedad tipológica de los yacimientos, hace que Extremadura sea una de las áreas estratégicas de mayor interés en el ámbito del Macizo Hespérico.

En este apartado, se presenta la clasificación tipológica de los yacimientos e indicios minerales que se encuentran en el área de estudio (representados en el Mapa Geológico y de Recursos

Minerales del Sector Central de Extremadura), la cual está basada, con ampliaciones y modificaciones, en la del Mapa Geológico-Minero de Extremadura, publicados ambos por la Consejería de Industria y Energía de la Junta de Extremadura en los años 1987 y 1998.

Debido a que el objetivo principal de la Tesis es el estudio gravimétrico de los granitos de este sector de Extremadura, se analizan con mayor detalle las mineralizaciones relacionadas con éstos, y que son representantes de una metalogenia ígnea, en concreto los yacimientos de estaño, wolframio, uranio, fosfatos y litio. A continuación, se describen las características más importantes de cada tipo de yacimiento, que se resumen en la Tabla II. Éstos junto con la Tabla III, proporcionan la información necesaria para la consulta sobre el tipo de mineralización, nombre y localización del indicio.

TABLA II
Clasificación tipológica de los yacimientos e indicios de minerales metálicos e industriales.

SUSTANCIA / TIPO DE MINERALIZACIÓN	N.º INDICIO
MINERALIZACIONES DE ESTAÑO Y WOLFRAMIO	
Filones de cuarzo con wolframita-casiterita	39,40,41,48,49,52
Filones de cuarzo con wolframita	11,21,30,31,32
Filones de cuarzo con casiterita	5,8,22,23,33,42,43,44,45,47,48,53
Filones de cuarzo con scheelita-casiterita	54,55,56
Mineralizaciones de Sn (Nb-Ta) asociadas a cúpulas graníticas. (Ambiente apogranito)	12
Pegmatitas estanníferas en cúpulas albíticas	12
Casiterita-scheelita asociada a pórfidos graníticos. (Sistema pórfidos de W-Mo-Bi-Sn-greisen)	52
Placeres con estaño	1,2,22
MINERALIZACIONES DE URANIO	
Filones de cuarzo-óxidos de U intragraníticos	29,35,36,37,57,60
MINERALIZACIONES DE FOSFATOS	
Filones de cuarzo-apatito intragraníticos y extratolíticos.	3,4,7,10,24,25,34,37,38,46,61
Filones y diques de cuarzo-ambligonita.	5,12
Mineralizaciones no filonianas en calizas del Carbonífero Inferior.	6,9,10
MINERALIZACIONES DE LITIO	
Filones y diques de cuarzo-ambligonita intragraníticos	12
Filones de cuarzo-ambligonita-montebrazita extratolíticos	5
MINERALIZACIONES DE BARITA	
Filones de cuarzo – baritina intragraníticos	50
Filones de cuarzo-óxidos de hierro-baritina (Pb) extratolíticos	68
MINERALIZACIONES DE ZINC-PLOMO-PLATA -(COBRE)	
Mineralizaciones de esfalerita mayoritaria, relacionadas con zonas de cizalla	58,66
Mineralizaciones de Zn-Pb-Ag, como remobilizaciones en venas irregulares, relacionadas con zonas de cizalla	13,14,15,16,17,18,19,20,62,64,65
Mineralizaciones de Pb-Zn-Cu en filones de relleno de fracturas tardías	26,27,28,51,67
MINERALIZACIONES DE ANTIMONIO	
Filones de cuarzo-estibina	59

(Los números corresponden a la numeración y a la descripción de cada uno en la Tabla III).

TABLA III

Indicios de minerales metálicos y energéticos (N.ºs de Hojas a escalas 1:200.000 y 1:50.000 del M.T.N. Cuadrícula U.T.M -metros - HUSO 29)

N.º	HOJA 200.000/Nº	HOJA 50.000	LOCALIDAD	X (UTM)	Y (UTM)	SUST.	NOMBRE DE INDICIO / MINA
1	51-44	704	Cáceres	719550	4371700	Sn	La Maruta
2	51-43	704	Cáceres	718700	4370700	Sn	La Maruta
3	51-40	704	Malpartida	718700	4370100	P	Las Loberas
4	51-45	704	Cáceres	719650	4370700	P	Cáceres
5	51-50	704	Cáceres	729250	4371320	Sn-P-Li	Valdeflorez, Q-Ambligonita
6	51-46	704	Cáceres	724300	4369000	P	Aldea Moret
7	51-39	704	Malpartida	716900	4367600	P	Los Barruecos-Malpartida
8	51-42	704	Cáceres	719200	4368000	Sn	El Acebuche
9	51-47	704	Cáceres	725500	4368350	P	Aldea Moret
10	51-48	704	Cáceres	726000	4367050	P	Aldea Moret - Filón Abundancia
11	51-41	704	Cáceres	718950	4366400	W	Las Breñas
12	51-49	704	Cáceres	726600	4364250	Sn-Nb-Ta-Li	El Trasquilón
13	51-53	705	Plasenzuela	753000	4372800	Pb-Ag-Zn	La Serafina
14	51-53	705	Plasenzuela	752800	4372300	Pb-Ag-Zn	La Serafina
15	51-53	705	Plasenzuela	752600	4372900	Pb-Ag-Zn	La Serafina
16	51-54	705	Cáceres	752280	4367000	Pb-Zn-Ag	Casa Blanca - Horco de Arriba
17	51-59	705	Plasenzuela	752150	4365700	Zn-Pb-Sb-Ag	Petra
18	51-58	705	Plasenzuela	751200	4365850	Zn-Pb	La Arrebatada
19	51-60	705	Plasenzuela	752900	4364600	Zn-Pb-Cu	La Liebre
20	51-57	705	Plasenzuela	751100	4364300	Zn-Pb-Cu	La Sevillana
21	51-29	679	Trujillo	768500	4380040	W	Los Alargos
22	51-61	705	Trujillo	765100	4374800	Sn	El Terruco
23	52-21	705	Trujillo	771400	4375700	Sn	Mina Belén
24	51-63	705	Trujillo	771050	4372100	P	Chiripa - Dehesa de Huertezuelos
25	51-62	705	Trujillo	767400	4369000	P	La Majada
26	51-51	704	Torrequemada	739600	4359850	Pb-Zn	Torrequemada
27	51-52	704	Torremocha	740080	4359900	Pb	Pajarilla
28	59-45	730	Botija	754900	4357550	Pb	La Quiniela
29	59-29	729	Torremocha	737100	4355050	U	Cabeza Gorda
30	59-35	730	Torremocha	743750	4354220	W	Las Tinieblas
31	59-33	730	Albalá	743600	4353400	W	Este de Albalá
32	59-26	729	Casas de Don Antonio	732900	4347200	W	Filones peribatólitos del Batolito de Albalá
33	59-27	729	Casas de Don Antonio	730500	4346800	Sn	Casas de Don Antonio
34	59-28	729	Alcuéscar	737050	4346800	P	La Higuera - Alcuéscar
35	59-30	729	Albalá	739600	4348500	U	Los Ratones
36	59-31	729	Albalá	740200	4347500	U-P	La Carretona
37	59-32	729	Albalá	740750	4348350	P-U	Albalá - La Perdices
38	59-43	730	Valdefuentes	747800	4350750	P	Cerro Blanco - Valdefuentes
39	59-36	730	Montánchez	743400	4346700	Sn-W	Blanquillo
40	59-37	730	Montánchez	743150	4346100	Sn-W	Oeste de Montánchez
41	59-38	730	Montánchez	743350	4344100	Sn-W	Oeste de Montánchez
42	59-39	730	Montánchez	743500	4343900	Sn	El Tomillar
43	59-39	730	Montánchez	743800	4343600	Sn	El Tomillar
44	59-41	730	Montánchez	746750	4344900	Sn	Peñablanca
45	59-41	730	Montánchez	747200	4344950	Sn	Peñablanca
46	59-40	730	Arroyomolinos	747100	4341700	P	San Alfredo
47	59-42	730	Arroyomolinos	749450	4341450	Sn	Sur Herrumbosa - La Quebrada
48	-	730	Arroyomolinos	750500	4341800	Sn	El Estrechamiento - La Zapatilla
49	-	730	Arroyomolinos	750800	4340050	Sn	La Dilatación
50	59-44	730	Arroyomolinos	751450	4340300	Ba-(Pb)	La Asperilla
51	60-1	731	Escorial	772500	4343600	Pb-Zn-Cu	Lourdes
52	59-52	753	Almoharín	756100	4337700	Sn-W	El Sextil
53	59-51	753	Almoharín	754450	4333650	Sn	Sopetran

TABLA III
Indicios de minerales metálicos y energéticos (continuación)

N.º	HOJA 200.000/Nº	HOJA 50.000	LOCALIDAD	X (UTM)	Y (UTM)	SUST.	NOMBRE DE INDICIO / MINA
54	59-48	753	Almoharín	748650	4332300	W-Sn-As	Los Llanillos
55	59-49	753	Almoharín	750200	4331750	W-Sn-As	Próximos a la Mina de La Parrilla
56	59-50	753	Almoharín	751350	4331150	W-Sn-As	La Parrilla
57	59-47	753	Arroyomolinos	745300	4326400	U	El Castillejo
58	52-13	680	Berzocana	796500	4382250	Zn(Pb)	San Roque
59	52-12	680	Aldeacentenera	791550	4381850	Sb	Grupo Minero Suerte
60	59-34	730	Torremocha	743700	4353650	U	Torremocha
61	-	704	Cáceres	725400	4373800	P	La Serrilla
62	-	704	Cáceres	750600	4377570	Ag-(Pb)	Santa Marta de Magasca
63	51-28	678	-	715250	4376400	U	La Zafrilla
64	51-55	705	Cáceres	750060	4364600	Pb-Zn	La Minilla - El Carmen
65	51-56	705	Cáceres (Botija)	750070	4362200	Pb-Zn-Ag	Las Golondrinas
66	52-14	680	Retamosa	790640	4380410	Pb	-
67	52-15	680	Retamosa	797400	4380290	Cu	La Favorita - San Gregorio
68	60-2	731	Alcollarín	780250	4340950	Fe-Ba-(Pb)	La Mina

2.8.1. Mineralizaciones de estaño y wolframio

En el sector central de Extremadura, y concretamente en la provincia de Cáceres, es donde los yacimientos e indicios de estaño y wolframio son más abundantes. Como en el resto del Macizo Hespérico, la distribución espacial de estos depósitos está íntimamente relacionada con los granitos hercínicos. Generalmente, las mineralizaciones se presentan como filones individualizados y en grupos que atraviesan los granitos y/o las rocas metamórficas encajantes, constituyendo a veces, verdaderos “stockworks” intra y/o extrabatolíticos.

En el área de estudio los yacimientos de estaño y wolframio (intra y extrabatolíticos) están relacionados con los siguientes granitos: el batolito de Cabeza de Araya, la cúpula de El Trasquilón, el stock de Trujillo, el plutón de Albalá-Montánchez y el granito de Sierra Bermeja.

Una de las primeras clasificaciones tipológicas los de yacimientos de Sn-W de Extremadura fue realizada por Gumiel (1981). En ella se diferenciaron por primera vez los yacimientos tipo “albita-greisen”, que son aquellas mineralizaciones relacionadas con cúpulas graníticas y sistemas “granito-greisen” aflorantes, o con cúpulas graníticas no aflorantes.

La descripción que se va a realizar a continuación de los principales yacimientos de estaño y wolframio, está basada en la clasificación tipológica propuesta por Gumiel (1984) para este tipo de mineralizaciones en el Macizo Hespérico, y en los trabajos de Arribas *et al.* (1987); Gumiel y Arribas (1990) y Tornos y Gumiel (1992).

Estos yacimientos filonianos presentan una serie de características geométricas, de potencia, espaciado, longitud, profundidad y morfología, análoga a las de otros filones hidrotermales de alta temperatura. El estudio de su organización geométrica mediante técnicas de análisis fractal ha sido puesta recientemente de manifiesto, y puede ser de gran interés para la exploración de este tipo de yacimientos (Gumiel *et al.*, 1992). La distribución de los filones mineralizados es en “grupos” y los espaciados interfilonianos muestran distribuciones exponenciales negativas o log-normales. Las potencias, aunque variables, suelen ser normalmente estrechas (decimétricas a métricas, más raramente superan los dos metros), y generalmente siguen distribuciones fractales (Gumiel *et al.*, 1996). Por otra parte, los sistemas filonianos presentan estructuras muy variadas, con frecuentes ensanchamientos y estrechamientos (“pinch and swell”) de los filones individuales, y disposiciones en relevo de los grupos de venas. Son frecuentes las ramificaciones (“branching veins”) y las texturas de rellenos de espacios abiertos, formando cavidades, en las que se observan cristales de los minerales de la mena y de la ganga. Las salbandas son prácticamente

inexistentes o escasas, apareciendo los filones generalmente en contacto neto con las rocas encajantes.

Un hecho frecuente es la disposición zonal de las mineralizaciones alrededor de apogranitos (cúpulas graníticas, normalmente albíticas), en zonas definidas por el predominio de pegmatitas con casiterita y/o filones de cuarzo con casiterita, de filones de cuarzo con casiterita-wolframita y de filones de cuarzo-wolframita. A escala de yacimiento, la zonalidad mineralógica viene señalada por los sulfuros acompañantes, entre los que destacan: arsenopirita, pirita, pirrotina y calcopirita.

La sucesión temporal de los minerales que constituyen las paragénesis suele seguir la siguiente pauta: una fase de más alta temperatura, con casiterita, wolframita y scheelita, que son los primeros minerales en depositarse. Continúa la deposición con una fase de sulfuros que se produce en dos etapas, la primera con arsenopirita, que puede ir acompañada de estannina, bismuto y bismutina, y otra más tardía con pirrotina, calcopirita, esfalerita y pirita. La deposición del cuarzo, que es el mineral principal de la ganga en los yacimientos, tiene lugar con intensidad variable durante todo el proceso metalogénico.

Las alteraciones hidrotermales que presentan las rocas encajantes son de dos tipos: en los yacimientos asociados a granitos, el tipo de alteración más generalizada es la gresenización y en los yacimientos donde las rocas encajantes son metamórficas, la alteración es la turmalinización. La alteración disminuye en intensidad al aumentar la distancia a los filones.

En función de los minerales que constituyen las paragénesis se pueden diferenciar los siguientes subtipos:

A. **Filones de cuarzo con wolframita-casiterita**

Estos filones se caracterizan por presentar wolframita y casiterita como minerales principales. Así mismo, se encuentra scheelita, de carácter muy accesorio. Las rocas encajantes muestran greisenización, y turmalinización sobre todo cuando las venas están en situación extratolítica.

Los indicios de este subtipo se encuentran situados al oeste de Montánchez en el yacimiento de El Sextil y en la zona de Arroyomolinos (Tablas II, III y Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura –figura 3–).

En la zona de Arroyomolinos los filones de cuarzo con wolframita-casiterita son los representantes más importantes del subtipo en el área de estudio. Los filones tienen orientaciones NE-SO (figura 18-3), que varían entre N30°E y N40°E (aproximadamente 35%), y existe otro conjunto filoniano de orientación cercana a la dirección N-S, con direcciones comprendidas entre N160°E y N195°E. Los buzamientos son subverticales en ambos conjuntos, y presentan longitudes que no sobrepasan los 500 m. Los enriquecimientos de la mineralización se producen en zonas de dilatación (bolsadas), originadas como consecuencia de la extensión que existe en dichas zonas, debida a movimientos en dirección entre solapes de segmentos de fallas (pull-aparts). Los filones ocupan estructuras de segundo orden, cuya cinemática puede observarse esquemáticamente en la figura 19, y cuya situación espacial está probablemente relacionada con la zona de cizalla de Magasca-Montánchez (figura 18) Gumiel *et al.* (1995).

B. **Filones de cuarzo con wolframita**

Estos filones presentan una paragénesis que se caracteriza por la ausencia o presencia minoritaria de casiterita, y porque el principal mineral de tungsteno es la wolframita. La scheelita suele aparecer como producto de reemplazamiento de la wolframita. En general, son muy frecuentes los filones de cuarzo con wolframita intra y extratolíticos en Extremadura y en particular en la zona de estudio (Tablas II, III).

C. Filones de cuarzo con casiterita

Esta paragénesis es muy frecuente sobre todo en filones y grupos de venas en situación extrabatolítica, en el exocontacto, o en las proximidades de los granitos. En la zona destaca el yacimiento extrabatolítico de Valdeflorez (Tabla III - nº 5) que es un buen ejemplo de filones de cuarzo con casiterita en las rocas paleozoicas del sinclinal de Cáceres.

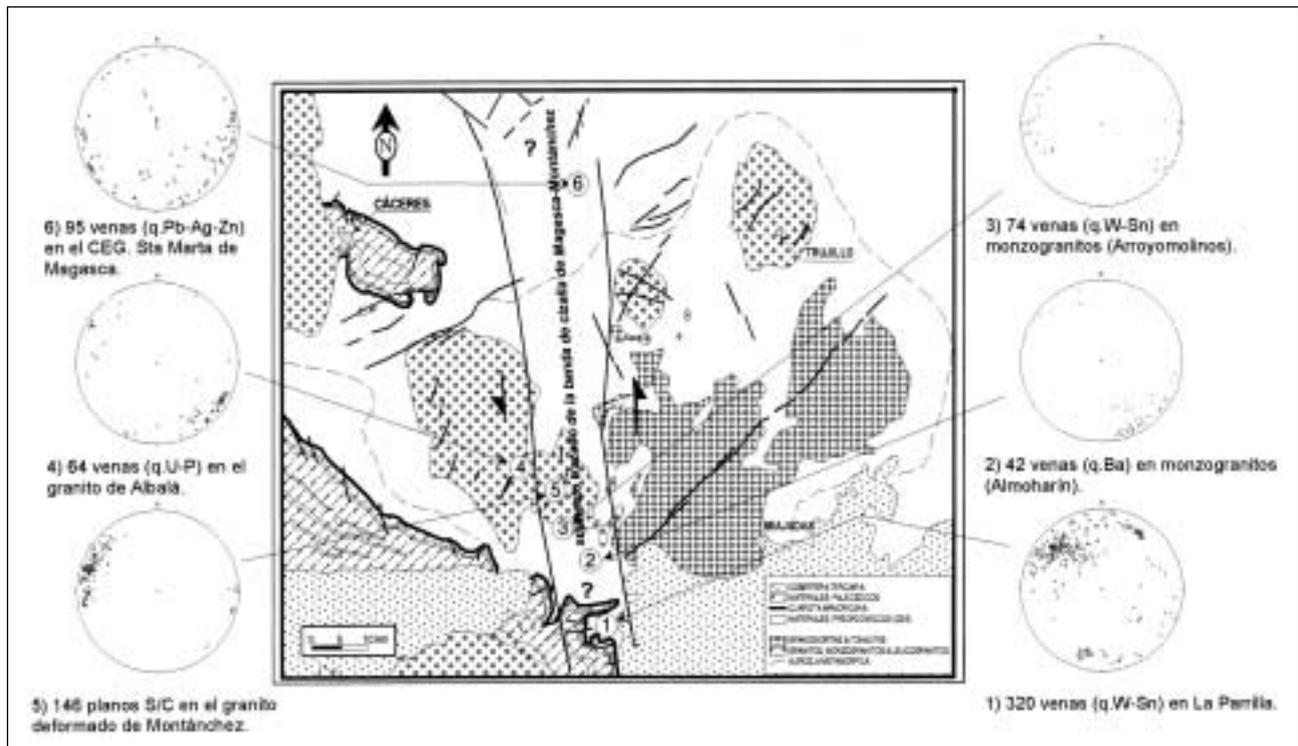


Figura 18. Estereogramas de polos de venas y fábrica de granito deformado en las mineralizaciones relacionadas con la banda de cizalla de Magasca-Montánchez.

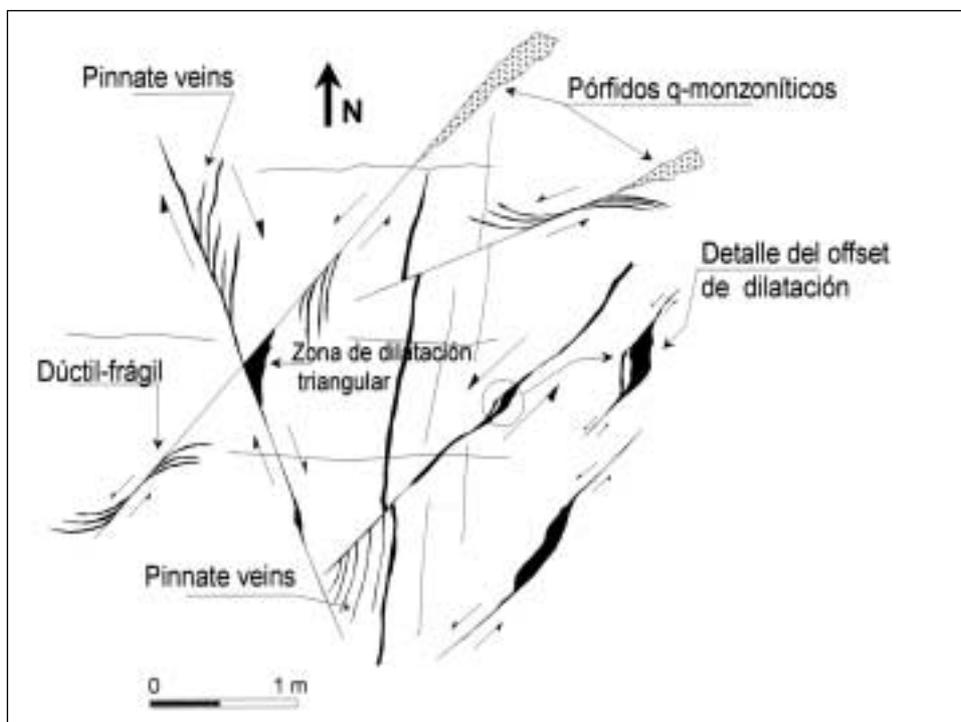


Figura 19. Cinemática de venas de cuarzo y pórfidos en Arroyomolinos (Cáceres).

También destacan algunos filones intrabatolíticos, en cuyas paragénesis se encuentra casiterita como mineral principal y la wolframita está ausente o es muy minoritaria. Son ejemplos los indicios situados en el batolito de Cabeza de Araya, cerca de Malpartida de Cáceres, en el stock de Trujillo, en las proximidades de Arroyomolinos y el indicio de Casas de Don Antonio en el borde occidental del batolito de Albañá.

D. *Filonos de cuarzo con scheelita-casiterita*

Como ejemplo de especial interés en la zona de estudio, destaca el yacimiento de La Parrilla (Tabla III - nº 56), que está situado cerca de Miajadas (Cáceres). Fue la mina de wolframio más importante de España, aunque actualmente su explotación ha cesado, debido a las condiciones de mercado del tungsteno. La producción era cercana a las 5000 t de scheelita y las reservas estimadas se cifran en unos 40 millones de toneladas.

La corta de La Parrilla, se encuentra situada en un cierre periclinal según Gumiel y Pineda (1981), en las facies del CEG. Los filones mineralizados se presentan en grupos de dirección principal NE-SO y buzamientos entre 45° y 60°SE, y otros minoritarios de dirección ONO-ESE, denominados “cruceiros”, con potencias entre milimétricas y métricas. Son frecuentes las venas ramificadas (“branching veins”) que llegan a formar una complicada red filoniana, a modo de “stockwork”.

La mineralización de scheelita de La Parrilla genéticamente debe estar relacionada con una cúpula granítica en profundidad (Gumiel, 1984), pero a su vez, las soluciones mineralizadoras y la propia cúpula pueden estar espacialmente asociadas con una zona de cizalla. Su situación en el límite sur de una importante banda de deformación, de dirección aproximada N-S a NNO-SSE (la zona de cizalla dúctil-frágil de Magasca - Montánchez, figura 18) es muy significativa. Esta zona de cizalla ha sido corroborada en el análisis de lineamientos, definiéndose como una zona de alta densidad de fractura (figuras 16 y 17). Con esta estructura, al menos espacialmente, se encuentran relacionados un numeroso conjunto de mineralizaciones. Así en el extremo norte de la misma, se sitúan los grupos filonianos con mineralización de plata de las proximidades de Santa Marta de Magasca (Tabla III - nº 62). La zona de cizalla se prolonga por el oeste del stock de Plasenzuela, donde se encuentran importantes conjuntos filonianos con mineralización de plata y plomo (Minas de La Serafina, la Sevillana etc.). La extensión sur de la banda de deformación está bien representada por la fábrica dúctil-frágil que presenta el granito de Montánchez. Finalmente, en el extremo sur de la estructura se encuentran los filones de wolframita-casiterita de Arroyomolinos y los conjuntos filonianos de El Sextil y La Parrilla, que ocuparían estructuras de segundo orden relacionadas con la zona de cizalla.

E. *Mineralizaciones de Sn (Nb-Ta) asociadas a cúpulas graníticas. (Ambiente apogranito)*

En este tipo de yacimientos las mineralizaciones beneficiables, principalmente de casiterita y columbita-tantalita, se encuentran diseminadas en cúpulas albiticas y relacionadas con los estadios finales de la evolución magmática, y en grupos de filones que en ocasiones constituyen “stockworks”. Pertenecen a la asociación “microgranitos con casiterita-columbita (K-Nb-Sn) de Arribas (1979) y a los yacimientos tipo “albitita-greisen” de Gumiel (1981). Genéricamente, son aquellas mineralizaciones relacionadas con el “ambiente apogranito” (cúpulas graníticas - granito/greisen - pórfidos subvolcánicos).

El depósito de “El Trasquilón” (Tabla III - nº 12), situado a 10 km al sur de Cáceres, es el ejemplo más representativo de este tipo de mineralizaciones en el área central de Extremadura. En este yacimiento, la mineralización, principalmente de casiterita, se encuentra diseminada en facies de leucogranitos albiticos y en una red filoniana que morfológicamente constituye un “stockwork”, centrado en una cúpula granítica que atraviesa los materiales del CEG (figura 13) (González Aguado y Gumiel, 1984).

El sistema “apogranito”, cuyo emplazamiento se produce en condiciones hipoabisales (próximas a la superficie terrestre), lleva consigo toda una serie de cuerpos magmáticos intrusivos acompañantes, (diques de pórfidos, aplitas, pegmatitas y brechas explosivas), dando lugar a un sistema magmático-hidrotermal, idóneo para el desarrollo de mineralizaciones de Sn y/o W-Mo-Bi. La variedad petrológica, los patrones de alteraciones (potasificación, albitización, greisenización) en las partes altas de la cúpula y la asociación mineral del yacimiento, lo encuadran también en el tipo “pórfidos de W-Mo-Bi-Sn-greisen” de Gumiel (1997). Desde el punto de vista estructural, el emplazamiento de cúpulas graníticas como la de El Trasquilón, se ve favorecido por la existencia de “zonas de alta densidad de fracturas” como la que ha sido reconocida en el análisis de lineamientos, y que en

dirección NO-SE, se extiende desde el sur del batolito de Cabeza de Araya, pasa por la zona de El Trasmilón y se prolonga hacia el sur por el borde occidental del stock de Albalá (figura 16).

F. *Pegmatitas estanníferas en cúpulas albiticas*

Como se ha dicho anteriormente, asociados a una cúpula granítica dentro del sistema apogranito, se encuentran una serie de cuerpos magmáticos intrusivos acompañantes. En el caso de El Trasmilón (Tabla III, nº 12) hay un cuerpo pegmatítico de dirección nortada, cuya potencia no sobrepasa los 2-3 metros, con cuarzo, albita, feldespatos potásico, amblygonita y casiterita, en el leucogranito que contiene casiterita diseminada (figura 13). Las pegmatitas estanníferas son bastante frecuentes en Extremadura, se encuentran en muchos yacimientos filonianos del grupo anterior y normalmente dan lugar a yacimientos de casiterita de pequeña dimensión, ocasionalmente con Nb y Ta. También suelen contener minerales de litio y pertenecen a la asociación (Na-Li) pegmatitas sódico-líticas de Arribas (1979).

G. *Casiterita - scheelita asociada a pórfidos graníticos. (Sistema pórfidos de W-Mo-Bi-Sn-Greisen)*

El yacimiento de El Sextil (Tabla II - nº 52) pertenece a un tipo insuficientemente investigado en Extremadura, definido por Gumiel (1997) como "pórfidos de W-Mo-Bi-Sn-greisen". Está situado a unos 3 kilómetros al sur de Almoharín (Cáceres), y aunque actualmente no se encuentra en explotación, su interés científico es muy grande. Se trata de una mineralización de casiterita y scheelita en filones, que fueron objeto de explotación, y diseminada junto con fluorita y otros accesorios en pórfidos graníticos y cuarzomonzoníticos. El interés petrológico del yacimiento se pone claramente de manifiesto, porque se trata de un poliintrusivo de carácter hipoabisal, que intruye en el Complejo Esquisto-Grauváquico, a favor de una zona de fractura (banda de cizalla de Magasca-Montánchez) y en el que se diferencian varios tipos de rocas, junto con unos patrones de alteración propios de sistemas tipo pórfido. En El Sextil hay pórfidos graníticos, una zona de mezcla, y pórfidos cuarzomonzoníticos.

El conjunto está atravesado por una red de fracturas, de direcciones principales NE-SO y NO-SE, con venas de cuarzo mineralizadas en arsenopirita, casiterita y scheelita principalmente, y de carácter más accesorio molibdenita. Tanto las características petrológicas, como las geoquímicas y metalogénicas hacen que este yacimiento encuadre en el tipo anteriormente mencionado.

H. *Placeres con estaño*

Los yacimientos de casiterita de tipo aluvionar se forman como resultado de la erosión y desmantelamiento de los yacimientos primarios (bien sean grupos filonianos o mineralizaciones diseminadas en granitos). Son bastante frecuentes en Extremadura, suelen tener pequeña dimensión y en el área de estudio destacan: "El Terruco" en las proximidades de Trujillo y los aluvio-eluviones de "La Maruta" en el batolito de Cabeza de Araya, próximos a Malpartida de Cáceres (Tablas II y III).

2.8.2. *Minerales radiactivos*

Al igual que sucede con las mineralizaciones de Sn-W, los principales yacimientos de uranio se encuentran en el Macizo Hespérico. Actualmente, la única explotación activa en España es el yacimiento de Mina Fe, en Ciudad Rodrigo (Salamanca), pero Extremadura ha tenido gran importancia por sus yacimientos filonianos de uranio, de entre los cuales destaca la mina de "Los Ratones" en Albalá, dentro de la zona de estudio y que tenía gran riqueza en pechblenda.

A. **Mineralizaciones de uranio**

Utilizando la clasificación propuesta por Arribas (1975) para los yacimientos españoles de uranio, en el sector central de Extremadura los yacimientos e indicios de uranio pertenecen al tipo I, mineralizaciones no estratiformes, dentro del cual se diferencian dos subtipos: 1a) mineralizaciones filonianas y 1b) de tipo masivo.

Todos los indicios filonianos de uranio que hay en el área estudiada corresponden a filones de cuarzo-óxidos de U intragraníticos, con orientaciones preferentes NE-SO y NNE-SSO (figura 18-4), fuertes buzamientos y longitudes que no sobrepasan los 800 metros. El más representativo es la mina de “Los Ratones” en Albalá (Tablas II y III - nº 35), en donde se encuentra un haz filoniano de dirección NE-SO, que encaja en monzogranitos de dos micas, atravesado por diques de aplitas y pegmatitas. Las rocas presentan una importante silicificación y apatización previas a la etapa uranífera. De hecho son muy frecuentes los indicios de fosforita en las proximidades; por ejemplo, en las minas de “La Carretona” y “Las Perdices” (Tablas II y III - nºs 36 y 37) donde se puede decir que coexisten el U y el P, así como importantes enriquecimientos de P en los granitos. Igualmente, suele haber una caolinización posterior relacionada con la etapa hidrotermal uranífera. La mineralización primaria es pechblenda, acompañada generalmente de sulfuros de hierro; pirita, marcasita y melnikovita.

Arribas (1962) diferencia tres fases de mineralización; una primera uranífera con la formación de pechblenda, coffinita y sulfuros de hierro, una segunda fase de oxidación que origina óxidos negros y parapechblenda, y finalmente, una etapa supergénica con formación de torbernita, autunita y saleita principalmente.

Otros indicios similares pertenecientes al mismo tipo son “Cabeza Gorda” (nº 29) en la facies central del batolito de Albalá, que encaja en monzogranitos biotíticos de grano medio, “Torremocha” (Tablas II y III - nº 60) en el borde oriental del stock de Albalá, con filones de orientación NE-SO encajando en monzogranitos de dos micas, atravesados por diques de aplitas, y “La Zafrilla” (nº 63) con filones de orientación NNE-SSO en los monzogranitos biotíticos de Cabeza de Araya. De morfología masiva hay que señalar el indicio de “El Castillejo” (nº 57 - Tablas II y III) en monzogranitos y granitos biotíticos porfídicos del plutón de Sierra Bermeja (véase figura 12).

2.8.3. **Mineralizaciones de fosfatos**

Los yacimientos de fosfato del área de estudio son de dos tipos: filonianos y como diseminaciones en rocas carbonatadas del Carbonífero Inferior. Los yacimientos filonianos, de gran representación en Extremadura, están asociados a granitos y se presentan en grupos de filones que pueden ser intra o extrabatolíticos. El segundo tipo se trata de mineralizaciones estratiformes en calizas y dolomias del Carbonífero Inferior (Tournesiense-Viseense).

A. **Filones de cuarzo - apatito intragraníticos y extrabatolíticos**

Las mineralizaciones filonianas de fosfatos relacionadas con granitos, se localizan únicamente en la Zona Centroibérica y se asocian a batolitos y stocks de tendencia calcoalcalina. Estos granitos presentan, a su vez, mineralizaciones de uranio (generalmente intragraníticas), así como de estaño y/o wolframio (extrabatolíticas); por ejemplo, en el batolito de Albalá.

Los principales caracteres de los yacimientos filonianos de fosfato asociados a granitos son los siguientes (Aizpurua *et al.*, 1982):

- Normalmente se presentan en grupos filonianos bien definidos, de dirección principal NE-SO (N20°-N40°E, figura 18-4) y de pequeña o mediana extensión.
- Están en relación con cuerpos graníticos de tendencia calcoalcalina, y a veces, se presentan en facies favorables (leucogranitos moscovíticos) de tendencia silico-potásica.

- Los granitos “fosfatíferos” de Extremadura presentan alto contenido en P, llegando a observarse apatito diseminado en determinadas facies.
- Suelen presentar mineralizaciones de U y de Sn-W asociadas.
- Las paragénesis de los filones son simples (las denominadas “fosforitas”) y están constituidas casi exclusivamente por cuarzo y apatito en su variedad fibroso-radiada (dahllita).

Estos yacimientos encuadran en el tipo “A” mundial, según la tipología establecida en el Mapa Previsor de Mineralizaciones de Fosfatos (IGME, 1972), subtipo “Cáceres”, que fue modificado por Aizpurua *et al.* (1982) a “subtipo Ibérico”.

Los principales yacimientos de este tipo en la zona de estudio son los indicios de Malpartida de Cáceres (“Las Loberas” y “Los Barruecos”), de Trujillo (“Chiripa” y La Majada”), indicios “La Higuera-Alcuescar”, “Albalá” (Tablas II y III - nº 37), indicio “San Alfredo” en Arroyomolinos, e indicio “Cerro Blanco” en Valdefuentes.

En posición extratolítica destaca el “Filón Abundancia” (Tablas II y III - nº 10) en Aldea Moret, en las proximidades de Cáceres, que tuvo gran importancia por su extraordinaria riqueza y el pequeño indicio de “La Sierrilla” (nº 61).

B. *Filones y diques de cuarzo - ambligonita*

En situación intratolítica hay fosfato como ambligonita, mineral complejo de P y Li, en un cuerpo pegmatítico de dirección aproximada N-S en la cúpula del Trasquilón (Tablas II y III - nº 12). En situación extratolítica en las alternancias de cuarcitas y pizarras del Ordovícico Medio-Superior, hay que señalar la mina de Valdeflores (Tablas II y III - nº 5) en la que el fosfato se presenta también como ambligonita en filones de cuarzo.

C. *Mineralizaciones no filonianas en calizas del Carbonífero Inferior*

Otros yacimientos de fosfato del Macizo Hespérico, y concretamente en Extremadura, son aquellos en los que la mineralización se presenta como diseminaciones en rocas carbonatadas del Carbonífero Inferior (Tournesiense-Viseense). Presentan una serie de características que los diferencian del grupo anterior y que se pueden sintetizar de la siguiente forma (Aizpurua *et al.*, 1982):

- Son mineralizaciones no filonianas.
- Las rocas encajantes son calizas y dolomías del Carbonífero Inferior (Tournesiense - Viseense).
- Estas mineralizaciones se encuentran en su mayoría relacionadas con procesos kársticos.
- Las paragénesis frecuentemente son monominerales, ya que están constituidas casi exclusivamente por fosfato (variedad colofana), de textura colofome y botroidal, y gangas de arcillas y calcita.
- Se trata probablemente de mineralizaciones singenéticas de fosfato, que presentan un carácter epigenético debido a removilizaciones hacia zonas de fractura. El ejemplo típico, a pocos kilómetros de la zona de estudio, es la mina de “El Caracol” en Aliseda, y pertenecientes a este tipo son, en parte, las mineralizaciones de Aldea Moret en Cáceres (Tablas II y III - nºs 6, 9 y 10), situadas en las calizas y dolomías del Carbonífero Inferior (Tournesiense-Viseense) del sinclinal de Cáceres.
- El origen de estas mineralizaciones es un tema todavía en discusión. Por una parte, su proximidad al granito de Cabeza de Araya puede hacer pensar en una cierta relación genética con aquél, pudiendo haber sido él mismo portador de la mineralización de fosfato, o bien

agente removilizador de una mineralización singenética de fosfato que existiera en las formaciones carbonatadas del Carbonífero Inferior.

2.8.4. Mineralizaciones de litio

El litio pertenece al subgrupo de los metales alcalinos y aparece formando aluminosilicatos y fosfatos. Los principales minerales de interés económico son: espodumena (8% de Li), lepidolita (7,7%), petalita (4,9%), ambliogonita (10,2%) y eucryptita (11,9%), (Norton, 1973).

En la zona de estudio, la mayor parte del Li se encuentra asociado a pegmatitas (Gallego, 1992) en relación con intrusiones graníticas evolucionadas, o bien en filones extratolíticos, por ejemplo en Valdeflorez (Cáceres). Se pueden diferenciar los siguientes tipos:

A. Filones y diques de cuarzo - ambliogonita intragraníticos

En la zona de estudio los yacimientos de litio se encuentran junto con mineralizaciones de estaño y de fosforita en situación intragranítica o extratolítica. Los dos más significativos son; las pegmatitas litiníferas de la cúpula granítica de “El Trasquilón” (nº 12), y la mina de “Valdeflorez” (Tablas II y III - nº 5) situada en el Paleozoico del sinclinal de Cáceres. Ambos tienen en común que el litio se presenta en la ambliogonita.

En El Trasquilón, la mineralización de Li se concentra en filones y diques constituidos por cuarzo, ambliogonita (figura 13), junto con feldespato potásico, albita y casiterita minoritaria. Presenta altos contenidos en Li, Rb, Cs, Ga, Sn, Nb y Ta, y por el contrario, bajos en Ba, Sr e Y, lo que permite considerarlo como un granito “fértil”. Además, el granito muestra un empobrecimiento en Tierras Raras pesadas, posiblemente como resultado de su fraccionamiento en circón en las fracciones magmáticas precursoras (Gallego, 1992).

El origen de la mineralización estaría relacionado con fluidos hidrotermales ligados al proceso de greisenización de la cúpula. La incorporación de P a estos fluidos para dar origen a la ambliogonita, puede ser debida al lixiviado de importantes cantidades de P contenidas en los feldespatos primarios (Gallego *op. cit.*), o bien al existente en las rocas encajantes.

B. Filones de cuarzo-ambliogonita-montebrazita extratolíticos

La principal mineralización representante de este tipo es la mina de “Valdeflorez”, (Tabla II - nº 5) situada a unos 3 km al SE de Cáceres, en el paraje denominado Sierra de la Mosca. La mineralización se presenta en dos grupos de filones de orientaciones N30°E y buzamiento 70°-80° NO, y N60°E buzando 70°SE. El desarrollo de bolsadas métricas de ambliogonita es congruente con la cinemática de las fracturas rellenas por los filones, pues se forman preferentemente en las zonas de intersección del primer grupo de filones (N30°E) con movimiento dextro y el segundo (N60°E) con movimiento senestro, el cual se presenta como un sistema de “venas pinnadas” (pinnate veins), asociadas al haz principal (N30°E). Santos y Medina (1978) citan también un grupo de filones mineralizados de orientación N150°E buzando 40° al SO.

La paragénesis está compuesta principalmente por ambliogonita-montebrazita, cuarzo y casiterita. Como minerales accesorios se encuentran: feldespato potásico, apatito, circón y rutilo. La ambliogonita-montebrazita se presenta como grandes cristales subidiomorfos a alotriomorfos fracturados, con turquesa y con un intenso maclado polisintético. En este yacimiento predomina la montebrazita sobre la ambliogonita, lo que es un rasgo distintivo de esta mineralización (Gallego, 1992). Los procesos de alteración son bastante intensos, con neoformación de turquesa a partir de ambliogonita, así como una asociación de cuarzo y micas litiníferas. El origen de la mineralización es un tema de debate. Podría estar relacionado con los fluidos hidrotermales derivados de alguna cúpula granítica existente en profundidad (similar a El Trasquilón), o bien, el P contenido en las rocas encajantes,

haber sido lixiviado e incorporado a las celdas hidrotermales convectivas, en cuyo caso el papel de los granitos se restringiría a un foco térmico, que favorecería el desarrollo de flujo hidráulico manteniendo en funcionamiento dichas celdas.

2.8.5. Mineralizaciones de barita

La barita en Extremadura ha sido explotada en pequeñas operaciones mineras de filones individuales o grupos de filones, siempre condicionadas por las situaciones de mercado.

A. Filones de cuarzo - baritina (q-Ba) intragraníticos

En la zona de estudio la única explotación de barita que hay que señalar es la mina “Asperilla o Fuente Feliz” (Tablas II y III - nº 50), situada en el límite entre los términos de Arroyomolinos y Almoharín. En esta mina se explotó un filón subvertical de cuarzo-baritina, con cantidades accesorias de galena y pirita (asociación q-Ba), encajado en monzogranitos de dos micas. La potencia del filón es de unos 4 metros, aunque la zona mineralizada en barita oscila entre 0,8 y 1,5 metros. El conjunto de filones que constituye el “campo filoniano” con baritina rellena fallas de extensión con orientaciones ENE-OSO y NE-SO (figura 18-2).

Estudios recientes sobre la geometría y distribución de los filones con barita en la zona, señalan que los filones se distribuyen en grupos, con potencias que obedecen leyes de escalado fractal. Los espaciados muestran distribuciones log-normales o exponenciales negativas, lo que puede ser debido a la intervención de procesos aleatorios en la distribución de los mismos, a irregularidades de las venas, o bien que la distribución de los grupos de filones está en parte condicionada por la influencia de algún accidente estructural de mayor rango. Este podría ser el caso, ya que es notable la influencia en la zona de la mina, de una falla de extensión de dirección NE-SO de gran importancia y magnitud.

B. Filones de cuarzo - óxidos de Fe - baritina (Pb) extratolíticos

A este grupo pertenece el indicio denominado “La Mina” (Tablas II y III - nº 68) al NE de Alcollarín. Son filones de orientación N20°E en el CEG y aunque por su riqueza en óxidos de Fe (hematites y limonita) podría considerarse un indicio de Fe, su asociación mineral con baritina, galena y pirita aconsejan su inclusión en este grupo.

Por consiguiente los filones de baritina rellenan idénticas estructuras (fallas de extensión) que las de los restantes grupos filonianos mineralizados en Sn, W, U, P relacionados con granitos, y se presentan en situación espacial intra o extratolítica.

2.8.6. Mineralizaciones de zinc – plomo – plata - cobre

La clasificación propuesta por Palero *et al.* (1985) para las mineralizaciones tipo BPGC de la alta Extremadura, en particular los dos tipos reconocidos en la zona de estudio: 1) mineralizaciones relacionadas con zonas de cizalla y 2) Venas de distribución irregular en el exocontacto del stock granítico de Plasenzuela, ha sido utilizada como base para la caracterización de algunas de las mineralizaciones del área. No obstante en este trabajo, y en base a los datos que actualmente se poseen, es preferible establecer una tipología para estas mineralizaciones, en función de los minerales dominantes en las paragénesis, puesto que la mayoría ocupan estructuras de segundo orden, en forma de removilizaciones o rellenos de fracturas, pero relacionadas con zonas de cizalla.

A **Mineralizaciones de esfalerita mayoritaria, relacionadas con zonas de cizalla**

Estos yacimientos se presentan como filones subparalelos a la esquistosidad principal hercínica. Se trata de mineralizaciones irregulares, fundamentalmente de esfalerita, asociadas a bandas de cizalla que pueden ser congruentes o posteriores con la fase principal de deformación. Estas mineralizaciones llevan asociadas una fuerte silicificación y encajan principalmente en el CEG.

El yacimiento más representativo de este grupo es el de San Roque (Tablas II y III - nº 58), en el término de Aldeacentenera, el cual está constituido, al menos, por cuatro cuerpos filonianos - bandas de rocas fuertemente silicificadas y deformadas - encajando en materiales pizarroso-cuarcíticos del CEG. La dirección de las bandas filonianas es N160°-170°E con buzamientos entre 60° y 70° al oeste.

La paragénesis está formada por esfalerita, que es el sulfuro más abundante, galena, y en menor cantidad pirita, marcasita, calcopirita, pirrotina y boulangerita. La ganga es de cuarzo mayoritariamente, aunque también se encuentran carbonatos de carácter más accesorio.

Otro indicio perteneciente al mismo tipo es el de Retamosa (Tablas II y III - nº 66).

B. **Mineralizaciones de Zn – Pb – Ag , como removilizaciones en venas irregulares, relacionadas con zonas de cizalla**

Se incluyen en este grupo los indicios que se encuentran en el exocontacto oeste del stock de Plasenzuela, encajando en rocas del CEG. Las paragénesis son bastante complejas, con abundante siderita y sulfoantimoniuros de Pb-Ag. Pertenecen a la asociación q.C-Zn-Pb-Ag y se caracterizan por su alto contenido en Ag. El indicio más representativo es la mina “Serafina” (Tablas II y III - nºs 13, 14 y 15) y los más importantes de este grupo, que se concentran en el borde oeste de Plasenzuela, son “Casa Blanca-Horco de Arriba” (Tablas II y III - nº 16), “Petra” (nº 17), “La Arrebatada” (nº 18), “La Liebre” (nº 19), “La Sevillana” (nº 20), “La Minilla” y “El Carmen” (nº 64) y “Las Golondrinas” (nº 65).

Este conjunto de mineralizaciones que se encuentra ocupando estructuras de segundo orden, en forma de removilizaciones, probablemente está relacionado con una importante banda de deformación (la cizalla de Magasca-Montánchez), que tendría una dirección nordestada (NO-SE) y con la que, al menos espacialmente, se encuentran relacionados un numeroso conjunto de mineralizaciones (figuras 16, 17 y 18).

En el extremo norte de la misma se sitúan los, insuficientemente conocidos, grupos filonianos con mineralización de plata de las proximidades de Santa Marta de Magasca (Tablas II y III - nº 62). La zona de cizalla se prolongaría por el oeste del stock de Plasenzuela, donde se encuentran los ya mencionados indicios de Pb-Ag-Zn, y la extensión sur de la banda de deformación está bien representada por el granito deformado de Montánchez. Esta banda de deformación como ya se ha indicado anteriormente (sección 2.7), tiene una clara expresión como una zona de alta densidad de fracturas (figuras 16 y 17).

C. **Mineralizaciones de Pb – Zn - Cu en filones de relleno de fracturas tardías**

Las mineralizaciones de Pb-Zn-Cu son las más frecuentes en Extremadura, aunque en la zona de estudio no son muy abundantes. Son los clásicos filones de cuarzo con carbonatos y a veces baritina, que rellenan generalmente fallas de extensión y cuyas texturas son de relleno de espacios abiertos. A veces, tienen un importante desarrollo longitudinal y presentan la paragénesis típica BPGC (esfalerita-pirita-galena-calcopirita), con mayor o menor abundancia de alguno de los componentes. Los indicios intragraníticos más representativos en la zona de estudio son “Torquemada” (Tablas II y III - nº 26) y “Pajarilla” (nº 27) en el extremo norte del batolito de Albalá, cerca de la localidad de Torremocha, y el extrabatolítico de “La Quiniela” (nº 28), al sur de Botija.

Con mayor enriquecimiento en cobre, destacan la mina de “La Favorita” (Tablas II y III - nº 67) situada al norte del yacimiento de San Roque (nº 58), en la que la mineralización filoniana, constituida por calcopirita y pirita en ganga de cuarzo y carbonatos, rellena fracturas tardihercínicas de orientación NNE-SSO, y el indicio “Lourdes” (nº 51) situado al noreste de Escorial.

2.8.7. Mineralizaciones de antimonio

El antimonio se presenta en un gran número de especies minerales, pero se obtiene principalmente a partir de sulfuros como la estibina. Se asocia frecuentemente a otros elementos, como Pb, Zn, Cu, Au (“Mina Mari Rosa” en Valencia de Alcántara, Cáceres), As, Hg, W (“Mina San Antonio” en Badajoz).

En Extremadura están representadas las siguientes asociaciones minerales (Gumiel, 1983):

- Asociación cuarzo - estibina (q-Sb).
- Asociación cuarzo - estibina - oro (q-Sb-Au).
- Asociación cuarzo - carbonatos - estibina - esfalerita - oro.
- Asociación cuarzo - estibina - scheelita.

De estas asociaciones sólo la primera está representada en la zona de estudio.

A. Filones de cuarzo-estibina (q-Sb)

En Extremadura los filones de cuarzo - estibina se presentan de forma muy dispersa y en pequeño número. El propio carácter migratorio del antimonio hace que estas mineralizaciones se encuentren generalmente aisladas en las rocas encajantes en las aureolas externas de los granitos, aunque en ocasiones, se sitúan en las proximidades de cuerpos intrusivos.

En la zona de estudio solo hay un indicio de antimonio, el “Grupo Minero Suerte” en Aldeacentenera (Tablas II y III - nº 59), el cual según su paragénesis, pertenece a la asociación cuarzo-estibina (q.Sb), constituida casi exclusivamente por cuarzo y estibina. Se encuentra algo de berthierita minoritaria que se presenta como inclusiones en la estibina, junto con arsenopirita y pirita escasas (Gumiel, 1983). Se trata de una mineralización filoniana, con filones de orientación N90°-100°E y buzamientos subverticales, encajados en pizarras y grauvacas del CEG.

2.9. Rocas industriales

En lo que se refiere a materiales industriales, Extremadura presenta una actividad importante dentro de los grupos de áridos naturales o de machaqueo y de las rocas ornamentales, especialmente los granitos. Mientras los primeros están relacionados con la realización de obras civiles y redes viarias, los segundos han adquirido en los últimos años un gran auge y su porvenir es muy esperanzador. Por esta razón, y dados los objetivos de la Tesis, tan solo se han analizado las explotaciones industriales de los granitos, resaltando el gran potencial que éstos representan en el sector de rocas ornamentales. Para la realización de esta sección se han tenido en cuenta las explotaciones actualmente activas, algunas inactivas y los indicios que podrían tener en un futuro próximo interés industrial. No figuran en la descripción ni los fosfatos ni la barita, ya que se han incluido en el capítulo de yacimientos minerales debido a que, aunque estas sustancias se catalogan como minerales industriales, normalmente van asociadas a paragénesis metálicas, o dan lugar, como es el caso de los fosfatos, a yacimientos tipo (por ejemplo, las fosforitas).

En este apartado se presenta un listado de explotaciones e indicios (Tabla IV), donde figura un número de referencia, la situación en las hojas topográficas a escala 1:200.000 y 1:50.000, la

localidad, sus coordenadas UTM (en metros) y por último la sustancia de la que se trata y su utilización.

En la zona de estudio se han diferenciado dos áreas de interés:

- Área del batolito de Cabeza de Araya.
- Área de Trujillo - Montánchez.

El área del batolito de Cabeza de Araya es una zona de gran extensión, situada al oeste de la provincia de Cáceres y en el extremo NO de la zona de estudio (figura 3). Es de gran interés ornamental y corresponden a granitos de grano grueso y muy grueso. Las variedades son normalmente en tonos grises con tinciones en tonos beige debido a la alteración de los feldespatos. En la zona de estudio se presentan las siguientes variedades (Junta de Extremadura, 1992):

- *Blanco Cáceres*, en el término municipal de Casar de Cáceres. Se trata de un leucogranito biotítico, de color blanco-amarillo, con tamaño de grano medio a grueso y homogéneo en color y textura (Indicio nº 1 en la Tabla IV).
- *Blanco Extremadura*, en el término municipal de Casar de Cáceres. Se trata de un granito biotítico-moscovítico con cordierita de color blanco y grano grueso a muy grueso. (Indicio nº 2).
- *Blanco Malpartida*, en el término municipal de Malpartida de Cáceres. Se clasifica como un granito de dos micas de grano medio a grueso y color blanco grisáceo. (Indicio nº 3).

El área de Trujillo - Montánchez, está formada por los plutones de Trujillo, Plasenzuela, Albalá-Montánchez, Santa Cruz, Zorita, Zarza y Alijares (figura 3). Se trata también de un área con un alto potencial, no sólo por las canteras en explotación, sino por las nuevas variedades en vías de investigación. Se encuentran en este área las siguientes variedades:

- *Azul Extremadura - Azul Molano*, en el término municipal de Salvatierra de Santiago. Se trata de un granito clasificado como una granodiorita biotítica de color gris azulado y grano medio a fino, diferenciándose una de otra por el tamaño de grano, ligeramente mayor el de la segunda. (Indicios nºs 4 y 5 en la Tabla IV).
- *Azul Platino Trujillo*, en el término municipal de Trujillo y situado en el plutón de Plasenzuela. Se trata de un granito algo porfídico de dos micas y de grano medio a grueso, homogéneo, de color gris azulado y algo violáceo (su antiguo nombre comercial era Violeta Trujillo). (Indicios nºs 6 y 7).
- *Blanco Alcuéscar* en el término municipal de Alcuéscar en la zona sur del plutón de Albalá. Se trata de un granito porfídico de dos micas, de color blanco y grano fino a medio, con megacristales de feldespatos de hasta 6 cm. (Indicio nº 8).
- *Gris Miajadas*, en el término municipal de Escurial y perteneciente al macizo granítico de Alijares. Se clasifica como cuarzodiorita de color gris oscuro con tonos azulados y tamaño de grano medio, con megacristales aislados de algunos centímetros. Este granito ha sido cartografiado al norte de la localidad de Miajadas y no está siendo aún explotado. (Indicio nº 9).
- *Grueso II*, en el término municipal de Montánchez, al oeste de dicha localidad. Se trata de un granito porfídico de dos micas, situado en el plutón de Albalá-Montánchez. Es de color gris claro y de grano medio a grueso, con megacristales de feldespatos irregularmente distribuidos. Este granito no está aún explotado, pero sí reconocido por sondeos en algunos lugares (plutón de Albalá). (Indicio nº 10 en la Tabla IV).
- *Verde Lagarto* en el término municipal de Almoharín y perteneciente al macizo granítico de Alijares. Se clasifica como un granito moscovítico de color gris y tamaño de grano fino, muy homogéneo de color y textura. No está en explotación. (Indicio nº 11).

Otra explotación de granito es, por ejemplo, el granito moscovítico caolinizado de El Trasmilón (Cáceres) cuya facies fue explotada hace tiempo para la obtención de caolín (Indicio nº 12 - Tabla IV).

Por último, en la carretera de Monroy a Trujillo, en el paraje denominado “Dehesa de la Solana”, al norte de Santa Marta de Magasca (indicio nº 13 - Tabla IV), existe una cantera para áridos en la que se ha explotado un dique de pórfidos graníticos, y que se ha utilizado en la construcción de las carreteras locales. Actualmente la explotación está inactiva.

TABLA IV
Explotaciones de rocas industriales y ornamentales
(Nºs de Hojas 1/200.000 y 1/50.000 del M.T.N. Cuadrícula U.T.M -metros - HUSO 29)

Nº	HOJA 200.000	HOJA 50.000	LOCALIDAD	X (UTM)	Y(UTM)	SUSTANCIA	UTILIZACIÓN
1	51	678	Casar de Cáceres	719000	4379300	Granito	Ornamental
2	51	678	Casar de Cáceres	717500	4387000	Granito	Ornamental
3	51	704	Malp. de Cáceres	720000	4370500	Granito	Ornamental
4	59	730	Salv. de Santiago	751880	4351870	Granito	Ornamental
5	59	730	Salvatierra – Zarza	750800	4351200	Granito	Ornamental
6	51	705	Trujillo – Plasenzuela	755200	4367250	Granito	Ornamental
7	51	705	Trujillo – Plasenzuela	756000	4366500	Granito	Ornamental
8	59	729	Alcuéscar – Albalá	740830	4342680	Granito	Ornamental
9	59	730	Aljares – Escorial	766600	4342800	Granito	Ornamental
10	59	729	Montánchez	742800	4347500	Granito	Ornamental
11	59	730	Aljares – Almoharín	756500	4342000	Granito	Ornamental
12	51	704	El Trasmil. – Cáceres	727100	4364200	Granito	Caolín
13	51	679	Sta.M.de Magasca	751700	4382400	Pórfido gr.	Áridos

3. GRAVIMETRÍA, MÉTODO Y TÉCNICAS

3.1. Introducción y desarrollo histórico

Desde los primeros fundamentos teóricos en los siglos XVII y XVIII, hasta las actuales medidas de la gravedad, el método gravimétrico o bien la determinación de la variación del campo gravitatorio, ha estado guiada por la interacción entre las posibilidades tecnológicas y los objetivos científicos. Una de las características peculiares en el desarrollo histórico de la gravimetría en los últimos 300 años, ha sido el continuo crecimiento de la cobertura gravimétrica en los continentes y océanos, así como la mejora en la exactitud de las medidas.

Siguiendo el esquema propuesto por Torge (1989)¹, en lo que respecta a la instrumentación y objetivos, se pueden diferenciar cuatro fases en el desarrollo del método:

1. Establecimiento de los fundamentos teóricos (S. XVII y XVIII).
2. Desarrollo de los péndulos y primeras aplicaciones globales a geodesia y geofísica (S. XVIII y XIX).
3. Desarrollo de gradiómetros y gravímetros astáticos y realización de estudios gravimétricos para estudios geofísicos (1.^a mitad del S. XX).
4. Desarrollo de aparatos de alta precisión y realización de mallas de trabajo para la resolución de problemas geodésicos, geofísicos y geodinámicos (2.^a mitad del S. XX).

La primera fase que se caracteriza por el establecimiento de los fundamentos teóricos, se puede remontar a Stevin (1548-1620), y Galileo Galilei (1564-1642) los cuales establecieron las bases en las que se apoya Huygens (1629-1695) para la construcción del primer péndulo. Alrededor de 1666, Newton (1643-1727) reconoció la caída libre de los cuerpos, como un caso especial de gravitación, y en 1687 publicó la Ley de Gravitación en "Philosophiae Naturalis Principia Mathematica", usando diferentes aproximaciones. Newton (1687) y Huygens (1690) llegan a una misma figura de equilibrio para la Tierra apuntando ya, un aplastamiento en los polos.

En el S. XVIII continúan las investigaciones en este sentido, McLaurin (1698-1746) y Bouguer (1698-1758), siendo éste último el que introduce la noción de un nivel de referencia para las medidas de gravedad en la superficie.

Las herramientas matemáticas desarrolladas por Lagrange (1736-1813), Laplace (1749-1827), Legendre (1752-1833) y Poisson (1741-1840), completaron el desarrollo de la gravimetría en este periodo.

La segunda fase de desarrollo se produce durante los Siglos XVIII y XIX, y tiene como característica fundamental, la utilización de las medidas de la gravedad en estudios geodésicos y geofísicos,

¹ Este autor a su vez, se basa en tratados históricos como por ejemplo Hall (1976), en tratados sobre la determinación de la figura de la Tierra (Todhunter, 1873; Bialas, 1982) o tratados de geofísica (Bates et al., 1982). Una revisión sobre el desarrollo anterior al comienzo de nuestro Siglo, puede consultarse en Messerschmitt (1908).

y se confirma la dependencia de la gravedad con la latitud y con la altura. Bouguer (1749), desarrolla ya, una teoría de reducción de la gravedad al nivel del mar.

La primera década del S. XIX estuvo caracterizada por el desarrollo de nuevas técnicas de medida y estudios de grandes áreas con instrumentación portátil. En el tema relativo a la distribución de densidades, Bouguer fue el que estableció primero la relación entre la densidad media de la Tierra y la densidad de áreas particulares, pero es Sabine en 1825, el que reconoció la posibilidad de estimar la distribución de masas de las capas superiores de la Tierra mediante medidas de la gravedad. Es en este momento, en el que se puede considerar que se sientan las bases para la interpretación y modelización de anomalías gravimétricas.

A finales del S. XIX con el péndulo construido por Von Sterneck (1887), comienza la historia de la prospección gravimétrica, momento en el que, ya se requiere la definición de un nivel de referencia, el cual fue introducido en 1909 (Potsdam Gravity System) y utilizado posteriormente en muchos trabajos.

La tercera etapa (1.ª mitad de S. XX), comienza con la medición, utilizando la balanza de torsión y el tratamiento de estas medidas gravimétricas en geofísica aplicada.

La construcción de la balanza de torsión (Von Eotvos, 1896 y 1908) tuvo gran importancia, y ésta fue utilizada en los primeros trabajos de prospección, demostrándose que podían ser estudiadas las variaciones subsuperficiales de densidad.

El comienzo de la exploración del petróleo se caracteriza por un uso extensivo de ésta balanza, y se empiezan a desarrollar métodos aproximativos para la eliminación del efecto topográfico. Al igual que con el péndulo, la medición con la balanza de torsión sigue siendo costosa, por lo que comienza el desarrollo industrial, marcado por el gravímetro Worden con resortes e hilos de torsión de cuarzo.

A partir de este momento, el objetivo de la medida con el gravímetro se desdobra en dos posiciones: por un lado, el establecimiento de una malla de trabajo a escala global y de alta precisión, y por otro, la valoración sistemática de estructuras geológicas y recursos naturales a partir de métodos geofísicos.

En esta primera mitad del S. XX se realizaron, además, nuevas medidas absolutas de la gravedad. Por ejemplo, se pueden citar las investigaciones en geodesia de Hayford (1909), Bowie (1917), Heiskanen (1924) y Vening-Meinesz (1931). Se establecen nuevas formulas de la gravedad (Heiskanen, 1928), y se estudian los fundamentos teóricos de la gravimetría aplicada, destacando entre otros, los trabajos de Nettleton (1940), Hammer (1945), Haalck (1953) y Jung (1961).

Por último, la segunda mitad del S. XX y *última etapa*, y siguiendo con el esquema de Torge (1989), se establecieron redes de bases globales, alcanzando grandes resultados de tipo geodésico, pero también se caracteriza por el desarrollo tecnológico de gravímetros de alta precisión, con un alto rango de medición (Wollard, 1950). Como consecuencia de este avance se establecieron redes de bases gravimétricas globales, la International Gravity Standardization Net (IGSN-1971, Morelli et al., 1974), la cual se ha mejorado y ampliado a partir de su establecimiento.

En esta segunda mitad del S. XX y ante las posibilidades de tratamiento informático de los datos se abren nuevas vías de investigación, tales como la posibilidad de modelización y cálculo de las distribuciones de masas a partir de los datos gravimétricos mediante métodos analíticos (Talwani y Ewing, 1960; Bott, 1960) o métodos analíticos espectrales (Tsuboi y Fuchida, 1937-1939; Bhattacharyya y Navolio, 1975 y 1976), lo que contribuye principalmente al desarrollo de modelos geodinámicos en el contexto de la Tectónica de Placas.

En España, es durante las dos últimas décadas del S. XX, cuando se han publicado numerosos trabajos de gravimetría aplicada a la resolución de problemas geológicos, mostrando la gran utilidad de éste método en la parte central y sur de la Zona Centro-Ibérica, debido a la abundancia de rocas graníticas, y dado su alto contraste de densidad con las rocas metamórficas encajantes. Entre los trabajos específicos se pueden destacar los que contribuyen al conocimiento de las características corticales del Macizo Hespérico, Cadavid (1977), en el que se obtiene un modelo aproximativo de

“Corteza Normal” para la Península Ibérica, y Rosales *et al.* (1977) que proponen unas profundidades de 45 km para la Corteza Terrestre en el área del Sistema Central, valor que contrasta con los 32 km determinados a partir de un perfil sísmico entre Toledo y Cáceres (Banda *et al.*, 1981 y Suriñach y Vegas, 1988), así como con los 31 km. determinados para la profundidad del Moho (ILIHA DSS Group, 1993).

Bergamín *et al.* (1984), para una transversal entre los montes de Toledo y Sierra Morena, y Bergamín y Carbó, (1986) para el área de Campos de Calatrava en Ciudad Real, interpretan los datos gravimétricos y proponen una Corteza de 32 km más acorde con los datos sísmicos anteriormente citados.

Recientemente, Tejero *et al.* (1996) proponen un modelo del Sistema Central obtenido a lo largo de dos perfiles gravimétricos en el que muestran la existencia de dos capas que formarían la Corteza Superior (densidades 2,7 g/cm³ y 2,68 g/cm³), una Corteza Media de densidad 2,8 g/cm³ y una Corteza Inferior de densidad 2,9 g/cm³, situando el límite Corteza-Manto entre 32 y 35 km.

Por último, para el SO de la Península Ibérica, Sánchez *et al.* (1996), realizan una modelización gravimétrica de la estructura crustal.

En cuanto a la aplicación a la resolución de problemas de carácter general en áreas graníticas, cabe destacar los trabajos de Vignerese (1983), sobre el enraizamiento de cuerpos graníticos, Vignerese (1990), sobre la forma en profundidad de cuerpos intrusivos o Vignerese (1995 a, b y c) sobre la influencia del control tectónico en el emplazamiento y forma de los cuerpos intrusivos. Por su parte, Carbó *et al.* (1988), realizan un estudio comparativo de la geometría en profundidad de los cuerpos graníticos de un sector de la zona Centro-Ibérica, entre Toledo y Córdoba, y Campos *et al.* (1993) realizan una descripción de las anomalías gravimétricas encontradas en el batolito Central de Extremadura, trabajo que puede considerarse como un avance de esta Tesis.

A escala local, algunos trabajos de gravimetría han contribuido también al estudio de áreas graníticas; por ejemplo, los granitos de Orgaz (Santa Teresa, 1982 y Santa Teresa *et al.*, 1983), en la detección de cuerpos graníticos ocultos en el área de Campos de Calatrava (Bergamín *et al.*, 1985), en el plutón de Madrudejos, en Toledo (Bergamín *et al.*, 1989 y Bergamín y González Casado, 1987), en el granito de Valdepeñas-Pozo de la Serna (Bergamín y De Vicente, 1985), sobre los granitos del área de Béjar (Yenes *et al.*, 1995), en el batolito de Cabeza de Araya (Audrain *et al.*, 1989) muy próximo a la zona de estudio que comprende esta Tesis, así como Alburquerque y Albalá (Campos y Gumiel, 1990).

3.2. Instrumentación

La toma de medidas de la gravedad fue realizada con un gravímetro Worden Prospector nº 787 modelo I12 (figura 20), y la determinación de alturas se efectuó con el altímetro barométrico Paulin micro modelo MD-5 serie GT3528, ambos pertenecientes a la Cátedra de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM. Se utilizó también el gravímetro Scintrex - modelo CG-2 del Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica de la Facultad de Geología de la Universidad Central de Barcelona para completar algunas zonas.

La precisión y utilidad de los aparatos empleados es bien conocida en trabajos anteriores a éste, y proporcionan datos adecuados a los objetivos planteados en esta investigación. Así el gravímetro proporciona una precisión de $\pm 0,01$ mGal, con derivas inferiores a ± 1 mGal/mes, y el altímetro tiene una precisión teórica de $\pm 0,5$ m.

3.2.1. Gravímetro

Los gravímetros son balanzas extremadamente sensibles, que acusan las diferencias en el peso de una masa cuando ésta se sitúa en diferentes lugares, es decir mide los cambios de peso de una masa situada dentro del aparato. Estos cambios observados, son debidos a la fuerza de la gravedad,

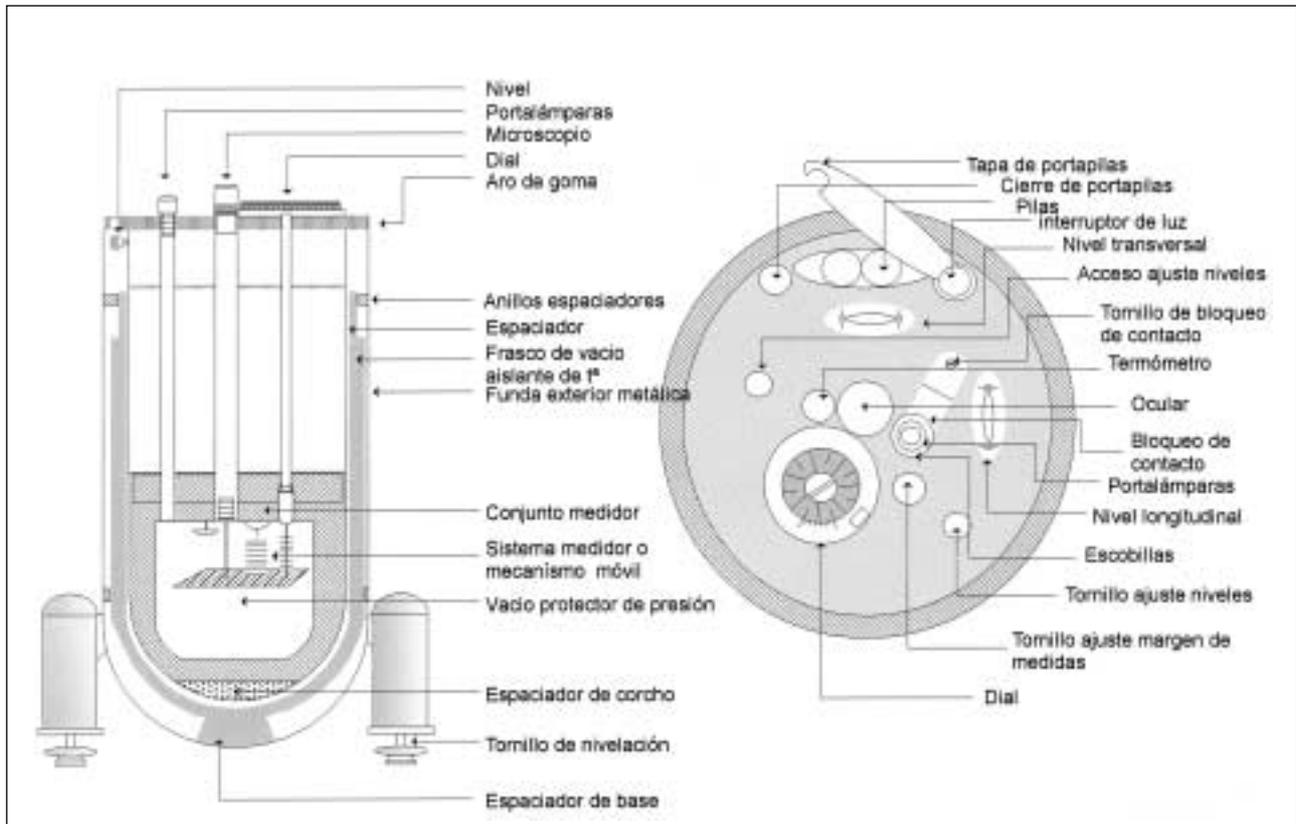


Figura 20. Esquema del gravímetro Worden. Corte transversal y frontal.

ya que el gravímetro se encuentra protegido de los efectos que podrían producir la variación de la presión y/o temperatura. La precisión de los gravímetros es muy alta, así son capaces de medir variaciones muy pequeñas de una estación a otra. Las unidades empleadas son unidades de aceleración de la gravedad o miligales, (una unidad de aceleración de la gravedad corresponde a 0,1 mGal ó 10^{-6} m/s^2 siendo $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2 = 10^{-2} \text{ m/s}^2$). En trabajos de prospección gravimétrica se utilizan medidas con una resolución de 0,01 mGal, lo que representa $1/10^8$ del Campo Gravitatorio Total.

Según el Sistema Internacional, la unidad de aceleración para la medida de la gravedad a utilizar, corresponde a Unidades Gravimétricas (siendo $1 \text{ u.g.} = 0,1 \text{ mGal}$), sin embargo la falta de uso de estas unidades en la mayoría de los trabajos de prospección, así como la aceptación internacional en la utilización de los miligales, nos han inclinado a utilizar estas últimas en el desarrollo de esta Tesis.

Tanto el gravímetro Worden Prospector, como el Scintrex, son gravímetros con sensibilidad en condiciones normales de una centésima de miligal (0,01 mGal). Únicamente, salvo alguna especificación de tipo accesorio, difieren en su constante de transformación, la cual es calculada y revisada anualmente (ver sección 3.3.1).

Se puede asegurar que en los estudios gravimétricos, la interpretación no está limitada por la resolución de los gravímetros, sino por la precisión en el posicionamiento, elevación, correcciones y cálculos que se aplican a los datos (ver secciones 3.3 y 3.4).

3.2.2. Altímetro

Las primeras determinaciones de altitud fueron realizadas con barómetros, leyendo directamente en pulgadas de mercurio y con las correcciones necesarias, pasar esta medida a pies o metros. Pero a principios del S.XIX, se construyeron los primeros "altímetros", que eran en realidad barómetros, que mostraban las diferencias de altitud directamente en unidades de longitud.

El Altimetro MDM-5 micro de Paulin, empleado en este estudio posee un rango de medidas entre -100 y +2500 m, con una sensibilidad de $\pm 0,5$ m. El funcionamiento de los altímetros del sistema Paulin, está basado en la neutralización del efecto ejercido por la presión atmosférica sobre un diafragma sensible, y en ellos hay que considerar dos tipos de factores que pueden introducir errores; factores debidos a causas instrumentales y factores debidos a causas meteorológicas.

Verheijen y Ajakaiye (1980), muestran que existen tres tipos de errores debidos fundamentalmente a causas instrumentales: error de lectura, error de calibración y errores del sistema de transferencia presión / lectura. Los dos primeros varían según el aparato, y para los altímetros Paulin, el error de lectura puede ser como mucho de $\pm 1,6$ m, y los de calibración, pueden representar del orden de $\pm 0,3\%$ de esta cifra.

Los errores en el sistema de transferencia, suelen ocurrir únicamente en los aparatos que han sufrido golpes, aunque este tipo de error es fácilmente detectable. En esta investigación se realizaron revisiones periódicas del aparato, antes de comenzar las diferentes campañas de medidas (véase sección 3.3.1).

Los errores derivados de las condiciones meteorológicas, en concreto de la presión, temperatura y humedad, deben ser también tenidos en cuenta. El dial del aparato Paulin está calibrado a una temperatura de 50° F (10° c), cuando la temperatura ambiental se encuentre por encima o por debajo de esta temperatura de calibración, deberá ser aplicada una corrección de temperatura para compensar el cambio de presión de la columna de aire que se produce como resultado de este cambio de temperatura (Am. P. System Manual – Hodgson, inédito).

El posible error cometido por variaciones de la presión atmosférica a lo largo de diferentes itinerarios, se hace patente por la diferencia que existe entre el valor de apertura y cierre en la altimetría una vez corregida de temperatura. El método que se ha seguido para aplicar esta corrección barométrica, es el mismo que el que se describe bajo el epígrafe "Corrección de deriva" para el gravímetro (ver sección 3.3.5).

Por último, la corrección por los pequeños cambios de humedad se puede considerar despreciable, dada la ínfima entidad de sus valores. Además, el altímetro Paulin MD-5 posee un factor medio de corrección de humedad que va incorporado ya al dial del mismo.

En la realización de las campañas de medidas que constituyen el núcleo de esta investigación, y para conseguir la mayor rigurosidad en la toma de datos, se han considerado necesarias para la medición, condiciones como la ausencia de lluvia o viento fuerte, con el fin de evitar errores debidos a causas de origen meteorológico. Por otra parte, para reducir al máximo los errores de tipo instrumental, se tomaron como inicio de los itinerarios, una serie de vértices topográficos de cota conocida, y fácil acceso, lo cual sirvió a su vez, para las sucesivas calibraciones del altímetro.

3.3. Toma de datos y cálculo de la gravedad observada

3.3.1. Calibración de aparatos

Los gravímetros son aparatos de medida relativa pues miden en definitiva, la variación en la posición de un resorte entre dos puntos A y B a través de las gradaciones de una escala. Las lecturas en esta escala son L_A y L_B , de modo que las unidades de medida no corresponden a ninguna unidad física. Para poder pasar estas medidas a variaciones de la gravedad (g_A y g_B), en miligales hay que conocer la constante del aparato (K), de tal forma que:

$$\Delta g = g_A - g_B = K (L_A - L_B)$$

La constante K facilitada por el fabricante, y diferente en cada aparato, sufre ligeras modificaciones con el tiempo, debido a reajustes, golpes etc. Por ello, es una norma preceptiva antes de comenzar una campaña gravimétrica, calibrar el aparato. La calibración consiste en determinar la constante K, en base a la relación $K = \Delta g / \Delta L$, por lo que es preciso determinar la variación de lec-

turas entre dos o más puntos con Δg conocida. Estos puntos, en los que se conoce el incremento de la gravedad absoluta (Δg), se sitúan en España a lo largo de la línea de calibración Santander-Málaga que tiene establecida el Instituto Geográfico Nacional.

Con esta operación realizada entre las bases de Somosierra (n° 20), Robregordo (n° 21) y Gandullas (n° 22), se comprobaron las constantes de los dos gravímetros de forma que:

$$K \text{ worden} = 0,1015 \text{ mGallu.aparato}$$

$$K \text{ scintrex} = 0,10037 \text{ mGallu.aparato.}$$

Otro tipo de medida de calibración es la que se denomina "Calibración en punto fijo". Se trata de leer en el mismo punto a intervalos regulares de tiempo (10 minutos), durante un largo periodo de tiempo (2-3 horas), para comprobar la variación de deriva del aparato en este periodo. Esta prueba se realizó, tanto con los dos gravímetros, como con el altímetro, desnivelándolos entre una medida y la siguiente.

3.3.2. Red de bases y programa de medidas

Como el objetivo de una campaña gravimétrica en su fase de toma de datos, es la medición de los incrementos de la fuerza de la gravedad entre un punto específico y los restantes de la zona de estudio, es necesario establecer una red de bases gravimétricas, en donde apoyar el programa de medidas. Hay que tener en cuenta, por un lado, el tiempo de duración de los programas de medidas (máximo 2 horas) y por otro, la rentabilidad de los desplazamientos diarios, para la apertura y cierre de los programas.

66

Así, una "base gravimétrica" es un punto en el terreno en el que se conoce el valor absoluto de la gravedad o al que se le atribuye un valor relativo, de forma que sirva como referencia para los incrementos que se miden en el resto de las estaciones.

Para la realización de este trabajo se ha establecido una red de siete bases gravimétricas en la zona de estudio (figura 21 y Tabla V). La unión de estas siete bases para trabajar con valores absolutos de la gravedad, se realizó a través de las bases de Cáceres (BF-16) y Badajoz (BF-11) las cuales forman parte de la Red Fundamental Española (RGFE-73). De esta forma, las medidas quedan a su vez unidas a la Red Internacional (ISGN-71 – Morelli *et al.*, 1974) mediante la base n° 32 (Madrid) perteneciente a esta red internacional.

El método seguido para la unión de dos bases B1 y B2 es el que coloquialmente se conoce como "paso del peregrino" y consiste en controlar la deriva del gravímetro simultáneamente en ambas bases, efectuando lecturas que no estén separadas más de 60 minutos. El modo operativo de medida es la lectura en B1, seguido de B2, B1, B2 y B1, lo que supone que la base B2 se ha leído dos veces y la base B1 tres veces en dos idas y vueltas entre bases. Con los valores de las lecturas multiplicados por su constante de aparato y corregidas del efecto luni-solar, pueden trazarse las curvas de deriva en cada base que deben ser rectas paralelas, con el propósito de conocer el valor de la base B1 en el tiempo en que se ha elido en la base B2 y obteniendo así las diferencias $\Delta 1$, $\Delta 2$ y $\Delta 3$. La media aritmética de estos incrementos es el valor de la unión.

En la figura 21, se representan las bases locales establecidas, junto con los errores de cierre de cada polígono, su compensación y las diferencias de la gravedad entre las bases implantadas. La tabla V resume los datos más significativos de las bases establecidas.

El levantamiento gravimétrico fue realizado con la medición de 616 estaciones distribuidas de la forma más regular posible, dentro de las limitaciones impuestas por la topografía y por la falta de accesos en algunos sectores de la zona de estudio.

Se llevaron a cabo un total de 92 itinerarios y en cada estación se realizó la medida con el altímetro y gravímetro conjuntamente, al tiempo que se realizó la corrección topográfica próxima (ver sección 3.4.4). La apertura y cierre de los itinerarios se efectuó en la misma base y con una dura-

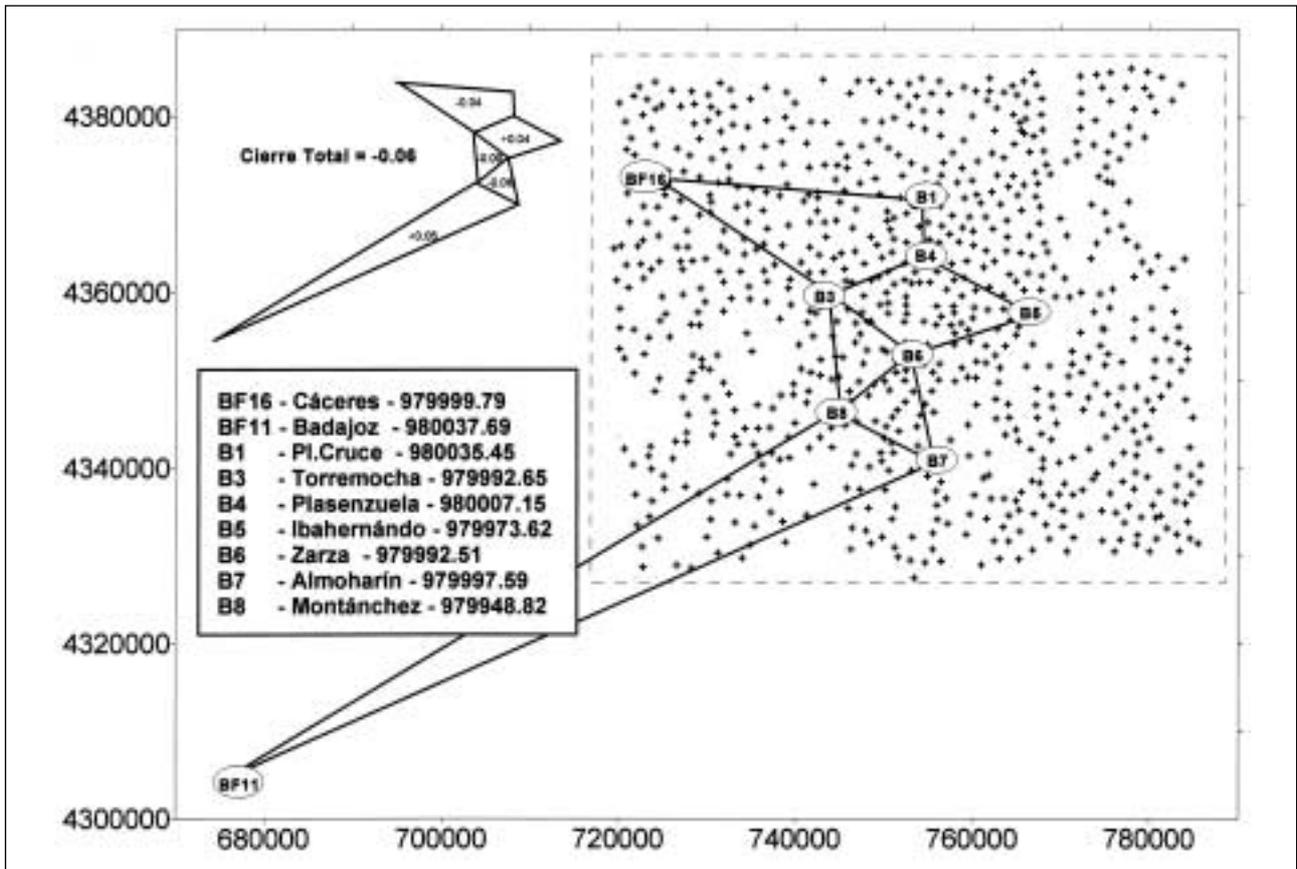


Figura 21. Red de bases gravimétricas establecidas en el área de trabajo. Unión con las Bases Fundamentales BF-11 (Badajoz) y BF-16 (Cáceres). Distribución de estaciones en el área.

ción máxima del recorrido de dos horas, con el fin de poder considerar la deriva del aparato lineal, a la hora de efectuar la corrección correspondiente (ver sección 3.3.5).

En algunos itinerarios, se duplicaron lecturas de gravimetría y altimetría como control de calidad de las mediciones y al mismo tiempo como comprobación del estado de los aparatos. También se llevaron a cabo repeticiones de la corrección topográfica próxima, y todo ello se expone en la sección 3.4.6. Controles de las mediciones.

TABLA V
Bases gravimétricas de la red local establecida y de la RGF

NOMBRE	LOCALIDAD	GRAVEDAD ABSOLUTA (mGal)
BF-16	CÁCERES	979999,79
B1	Cruce de Plasenzuela	980035,45
B3	Torremocha	979992,65
B4	Plasenzuela	980007,15
B5	Ibahernando	979973,62
B6	Zarza de Montánchez	979992,51
B7	Almoharín	979997,59
B8	Cruce de Montánchez	979948,82
BF-11	BADAJOS	980037,69

El posicionamiento de las estaciones, se ha efectuado sobre planos a escala 1/50.000, teniendo en cuenta factores, tales como, la fácil y precisa localización en el plano, el acceso, el relieve circundante próximo, etc. A la obtención de las coordenadas UTM en cada punto, a partir de los

mapas topográficos a escala 1/50.000 con cuadrícula UTM, puede atribuírsele un error de 50 m en su posicionamiento.

Este levantamiento gravimétrico de 616 estaciones repartidas en 92 itinerarios, fue completado hacia el oeste con la adición de 160 estaciones de las 1550 que el Servicio de Geofísica del ITGE realizó para el proyecto "Development of new multi-disciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the western Iberian Peninsula", desarrollado durante los años 1987-1990 por la Dirección de Recursos Minerales de dicho Organismo, (Gumiel *et al.*, 1991; Campos y Gumiel, 1990).

La unión de las 616 estaciones tomadas expresamente para este trabajo, con las 160 estaciones del banco de datos del ITGE, no presentó problemas, ya que tanto las medidas por nosotros realizadas, como aquellas tomadas del proyecto del ITGE, se realizaron tomando como base de referencia, la Base de la Red de Gravimetría Fundamental Española de Cáceres (BF-16), la cual a su vez, está unida a la International Standardization Gravity Net (ISGN-71).

En cuanto a la escala de trabajo y la presentación en los mapas, teniendo en cuenta que la zona cubre una extensión de 4200 km², con el total de 776 estaciones, se obtiene una densidad de estaciones de 0,18 por km², la que se encuentra dentro del rango establecido para trabajar a escala 1/100.000, según la normativa vigente para trabajos gravimétricos, elaborada por el IGME-AITEMIN en 1985.

3.3.3. Cálculo de la gravedad observada

La gravedad observada en un punto "a" viene dada por la expresión:

$$g_a = (L_a k \pm CLS_a \pm CD_a) - (L_b k) = (L_a - L_b)k \pm CLS_a \pm CD_a + g_b$$

siendo: g_a , la gravedad observada en el punto a,
 k , la constante de calibración,
 L_a , la lectura del gravímetro en el punto a,
 L_b , la lectura del gravímetro en la base,
 CLS_a , el efecto luni-solar en el punto a, en el momento de lectura,
 D , es la deriva del aparato por unidad de tiempo,
 CD_a , es la corrección de deriva,
 g_b , valor de la gravedad en la base.

Para el cálculo de la gravedad observada, se debe tener en cuenta por tanto, la atracción que ejercen los astros sobre el valor de la gravedad, efecto que se trata específicamente a continuación en el apartado 3.3.4 de este capítulo y que se corrige mediante la corrección lunisolar, así como la deriva del gravímetro, el cual se desarrolla en el apartado 3.3.5.

3.3.4. Corrección lunisolar

La corrección lunisolar se realiza para neutralizar la influencia que ejercen la posición de los planetas en cada momento, sobre la gravedad del punto de medida o estación. Pueden llegar a producir variaciones del orden de unos 0,3 a 0,5 mGal en periodos de aproximadamente 6 horas. Esta corrección se calcula a partir de las tablas publicadas por la European Association of Exploration Geophysicists (EAEG) basadas en la expresión: Goguel (1954).

$$CLS = P + N \cos \Phi (\cos \Phi + \sin \Phi) + S \cos \Phi (\cos \Phi - \sin \Phi)$$

siendo: P – atracción de la gravedad en el Polo.
 N y S – atracción a 45° de latitud norte y sur respectivamente.
 Φ – latitud media en la zona de estudio.

Aunque en este trabajo los recorridos han sido siempre menores de dos horas, con lo cual se evitan los puntos de cresta y seno de marea, y la influencia se puede considerar mínima, se ha realizado esta corrección dada su fácil aplicación, según el método que se describe a continuación.

Con los valores de la fórmula de Goguel (1954), y para una latitud media de la zona (Φ), se construye la curva de corrección de cada día y se aplica con su signo a cada lectura del gravímetro, dependiendo de la hora en que se haya realizado la medida. Este proceso en la actualidad está automatizado (empleando el programa DIAVO - inédito), aplicándose con una precisión de 0,005 mGal a intervalos de 5 minutos.

3.3.5. Corrección de deriva

La corrección de deriva tiene por objeto anular la variación que, por efectos mecánicos y térmicos, se ha producido en la lectura del dial del gravímetro desde la lectura en la base inicial hasta el momento de la lectura en la estación. La deriva del aparato viene expresada por:

$$D = L_{B2} \cdot K - L_{B1} \cdot K / t_2 - t_1$$

siendo: L_{B2} la lectura en la base en el instante t_2 corregida del efecto luni-solar.
 L_{B1} la lectura en la base en el instante t_1 corregida del efecto luni-solar.

La deriva se controla por las lecturas a intervalos regulares en la base, suponiéndola de variación lineal en ese tiempo, y la corrección se distribuye de forma proporcional sobre L.K, según la hora de medida de la estación a lo largo del recorrido, obtenida ya, con el signo a aplicar. Esta corrección de deriva, junto con la corrección lunisolar, se ha realizado empleando el programa DIAVO, modificado por Rosales (inédito).

3.4. Cálculo de la gravedad teórica

En un lugar determinado de la superficie terrestre la magnitud de la fuerza de la gravedad está influenciada, además de por la atracción de los astros, por los siguientes factores:

1. Variación de la atracción gravitacional de acuerdo con la latitud.
2. Variación con la elevación del lugar sobre el nivel del mar.
3. Variación por efecto de la topografía circundante.
4. Variaciones debidas a la naturaleza y densidad de las rocas.

La gravedad medida en una estación es una función por tanto de la latitud, de la elevación y de la distribución real de densidades bajo la estación mientras que, la gravedad teórica es una función así mismo de la latitud y elevación, y de una densidad teórica equivalente.

A partir de la suposición de un valor teórico para la densidad se puede establecer mediante cálculo un valor de la gravedad, que es función de dicha densidad teórica ($g_0(\sigma_{\text{reducción}})$), mientras que la medición con un gravímetro en el mismo punto proporcionará un valor de la gravedad que será función de la distribución real de la densidad bajo ese punto ($g(\sigma_{\text{real}})$). Si ambas densidades coinciden los valores de la gravedad serán iguales, pero si la distribución de densidades reales es diferente de la teórica, los dos valores de gravedad serán diferentes y su diferencia será la anomalía de Bouguer. Esta anomalía de Bouguer es en definitiva, una función de la relación entre la densidad real y la teórica.

Como el objetivo es la obtención de la anomalía de Bouguer, el primer paso consistirá en la determinación de gravedad teórica, la que se puede expresar de la siguiente forma:

$$gt = (GO - CF + CB - CT)$$

siendo: GO , la gravedad normal referida al geoide y calculada a partir de la fórmula de la gravedad normal establecida por la International Union of Geodesy and Geophysics en GRS-1967 (ver sección 3.4.2).

$CF = 0,3086 \cdot h$, corrección de aire libre o Fayé, siendo h la altura de la estación.

$CB = 2\pi G \cdot h \cdot d = 0,0419 \cdot h \cdot d$, corrección de Bouguer, siendo d la densidad media.

CT = Corrección topográfica.

3.4.1. Cálculo de la densidad de reducción

Se entiende por densidad de reducción, el valor teórico de densidad que resulta de sustituir la distribución real de densidades entre el geoide y la superficie de medida por una masa de densidad única, cuyo efecto fuera el mismo sobre la estación de medición. Si este cálculo fuera posible, la anomalía de Bouguer sería nula, sin embargo la anomalía de Bouguer surge como resultado de que la distribución de masas en el subsuelo no es homogénea y presenta variaciones sobre la densidad teórica.

La densidad de reducción es la que se aplica para la obtención de la corrección de Bouguer, y representa la densidad equivalente de un casquete esférico limitado por el geoide y la superficie de la Tierra, con un radio tal que su efecto gravimétrico en la estación calculada, sea el mismo que el de una placa plana de radio infinito y el mismo espesor. El valor de densidad de reducción es también necesario para el cálculo de las correcciones de relieve o topográfica.

En principio esta densidad no se puede evaluar a partir de mediciones en muestras de roca. Los métodos de determinación de la densidad de reducción están ampliamente descritos en la literatura geofísica, Nettleton (1976), Militzer y Weber (1984), etc., y pueden clasificarse en:

1. Método tradicional o standard, utilizando el valor $2,67 \text{ g/cm}^3$ (Williams y Finn, 1985). Con este valor se logra una gran compatibilidad de los datos con los obtenidos en otros estudios de tipo regional y contiguos a la zona de trabajo.
2. El segundo método se basa en el cálculo de la densidad a partir de medidas gravimétricas tomadas especialmente para este fin. Esta técnica originalmente propuesta por Nettleton (1939) y Vajk (1951), se basa en la mínima correlación del relieve con la gravimetría. Otras derivaciones de este método se han realizado a partir de perfiles gravimétricos verticales, en pozos de minas o en sondeos (Siegert, 1942; Sissons, 1981).
3. El tercer y último tipo de cálculo es el que utiliza las medidas de la misma campaña gravimétrica (Legge, 1944; Seguin y Frydecki, 1989).

En este trabajo se ha utilizado el método descrito por Plata (1983), que consiste básicamente en minimizar las desviaciones o anomalías residuales de Bouguer, con respecto a una superficie regional plana para un pequeño conjunto de estaciones de medición. Este método pertenece al último grupo descrito, con la ventaja de que no se impone ninguna restricción respecto a la disposición de las medidas. El criterio de selección no es el de mínima correlación con la topografía, sino el de anular la anomalía gravimétrica, allí donde no exista razón de contraste de densidad, con independencia de los accidentes del terreno.

El programa de ordenador DENSAD (ITGE inédito – descrito en: Plata, 1983), utiliza para el cálculo de la densidad de reducción las medidas de la campaña gravimétrica, realizando los cálculos necesarios para minimizar las anomalías residuales. En nuestro trabajo el intervalo de avance en el muestreo ha sido de 1000 m en X e Y con un radio de muestreo de 3000 m, efectuando un barrido de la zona, cuyo origen se ha situado en $X = 723100$, $Y = 4330500$ y ha cubierto 3180 km^2 en total. La densidad ha sido limitada entre 1,5 y $3,5 \text{ g/cm}^3$, y la precisión de cálculo se ha fijado en $0,01 \text{ g/cm}^3$.

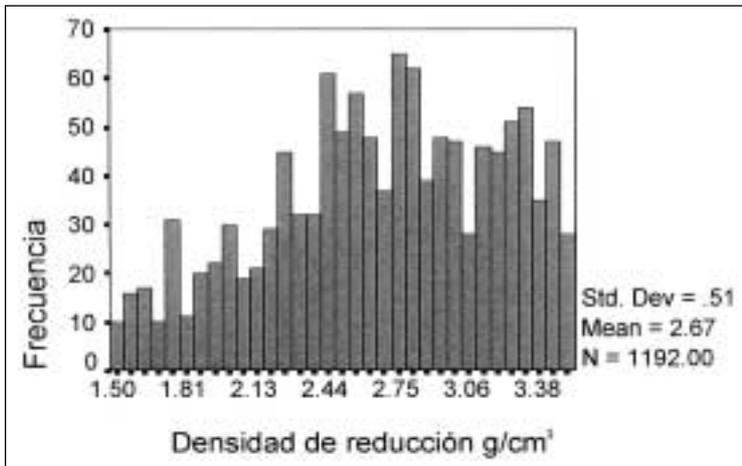


Figura 22. Histograma de densidades para el cálculo de la densidad de reducción.

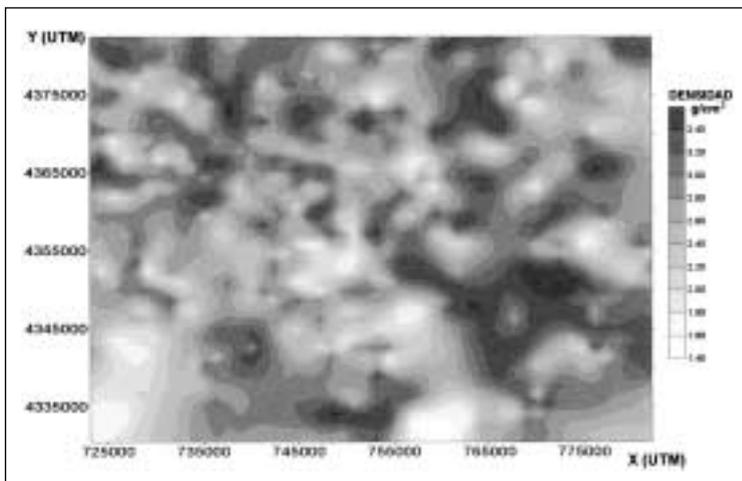


Figura 23. Mapa de distribución de densidades para el cálculo de la densidad de reducción en el área de estudio.

El histograma de densidades de la figura 22, así como el mapa de distribución de densidades (figura 23), son dos valiosas ayudas para la elección correcta de la densidad de reducción final a adoptar para el cálculo de la anomalía de Bouguer y las correcciones topográficas.

El histograma de densidades muestra una densidad media de $2,67 \text{ g/cm}^3$, y aunque éste muestra una distribución con una pequeña desviación de los datos hacia valores altos, se ha optado por tomar esta densidad media ($2,67 \text{ g/cm}^3$) como densidad de reducción para la zona, con el fin de lograr además una mayor compatibilidad de este trabajo, con aquellos realizados anteriormente en zonas próximas al área de estudio.

3.4.2. Corrección por latitud

Esta corrección tiene en consideración la latitud geográfica, ya que la fuerza de la gravedad varía del Polo al Ecuador, debido a la fuerza centrífuga y al aplastamiento de la Tierra en los Polos.

El cálculo se efectúa para cada estación mediante la aplicación de la Fórmula Internacional de la Gravedad – 1967:

$$G_{0,67} = 978,03185 (1 + 0,005278895 \text{ sen}^2 \Phi + 0,000023462 \text{ sen}^4 \Phi) ; \text{Gal}$$

O bien de forma simplificada:

$$G_{0,67} = 978,0319 (1 + 0,0053024 \text{ sen}^2 \Phi + 0,0000059 \text{ sen}^2 2\Phi) ; \text{Gal}$$

siendo Φ , la latitud.

Los valores de la gravedad normal dados por la ecuación:

$$G_0 = G_e (1 + \alpha \text{ sen}^2 \Phi - \beta \text{ sen}^2 2\Phi)$$

dependen de los adoptados como datum y del geoide de referencia. El sistema empleado, del año 1967, tiene los siguientes parámetros:

- $\alpha = 6378160 \text{ m}$, radio ecuatorial,
- $\beta = 6356774,5161 \text{ m}$, radio polar,
- $c = 1/298,25$, índice de aplastamiento,
- Datum Potsdam = 981260 mGal ,
- $G_e = 978,0319 \text{ Gal}$ (valor teórico de la gravedad en el Ecuador).

Existen otros sistemas definidos como el Sistema Geodésico de Referencia 1980 (Paladini, 1980 - inédito) o el recientemente definido por la Unión Geodésica Internacional de 1984, pero un cambio excesivo de los valores adjudicados a las bases absolutas, puede producir confusión en la unión de las diferentes campañas realizadas.

3.4.3. Corrección por altitud

Las correcciones derivadas de la altitud son las que se realizan para llevar la gravedad calculada sobre el geoide a la superficie real de la Tierra donde se ha medido, y las correcciones que tienen en cuenta este factor son la corrección de aire libre y la corrección de Bouguer.

La corrección de aire libre está basada en la variación que sufre la gravedad normal en función de la cota de las estaciones de observación, ya que la altura influye en una mayor o menor atracción gravitacional.

La gravedad en un punto localizado sobre la superficie terrestre viene dada por la expresión:

$$g = GM/R^2 ,$$

donde M, es la masa total de la Tierra y R, es su radio.

El gradiente vertical es:

$$dg / dz = dg / dR = 2GM / R^3 = 2g / R$$

si $R = 6367 \times 10^8$ cm y g al nivel del mar y a 45° de latitud vale 980.629 Gal (Nettleton, 1976) entonces:

$$dg / dz = 2 \times 980629 / 6367 \times 10^8 = 0,3086 \times 10^{-5} \text{ Gal/cm} = 0,3086 \text{ mGal/m}$$

Para obtener la corrección habrá que multiplicar este valor por la cota h del punto de medida.

La corrección de Bouguer es la que se realiza teniendo en cuenta que no es aire lo que existe entre los puntos de medida y el geoide, sino una masa con una densidad determinada. Esta corrección tiene en cuenta la atracción que produce el material situado entre la estación y el nivel de referencia, considerando dicho material como una lámina infinita y de espesor (h).

Como aproximación, esta atracción puede ser considerada como la que generaría una capa de extensión infinita y espesor igual a la altura de la estación desde el nivel de referencia (h) y densidad (d).

$$\Delta g = 0,04193 \cdot d \cdot h \text{ mGal.}$$

Esta corrección se realiza con signo negativo ya que tiende a incrementar los valores de "g", y solo en cálculos geodésicos habrá que tener en cuenta la esfericidad de la placa de Bouguer (Bullard, 1936).

3.4.4. Corrección topográfica

Es la que se realiza debido al exceso y defecto de masa del relieve real sobre la placa de Bouguer. El valor de la gravedad está influenciada por la topografía circundante, por lo tanto es necesario compensar estos efectos, si el relieve topográfico es lo suficientemente accidentado, como para causar una distorsión en las anomalías de interés.

La corrección topográfica debe ser examinada en cada caso en particular, a fin de no caer en los extremos de minimizarla o maximizarla. En nuestro estudio se ha realizado considerando los 21944,4 m de radio alrededor de la estación de medida, mediante el tradicional método de Hammer (1939). Ha sido calculada para una densidad media de 2 g/cm^3 , siendo posteriormente

corregida en cada caso a la correspondiente densidad de reducción ($2,67 \text{ g/cm}^3$) y aplicada con signo negativo, dado que la influencia de exceso o defecto de masa en torno al punto de medida es siempre en el mismo sentido, tanto el exceso como el defecto de masa con centro de gravedad en el punto de medida tienen una componente vertical que se opone a la gravedad en ese punto.

La forma de llevar a cabo esta corrección consiste en dividir el terreno circundante a la estación en compartimentos y evaluar la atracción que ejerce cada uno de ellos sobre la estación; el método operativo es el que se describe a continuación utilizando las tablas de Hammer (1939):

La corrección topográfica próxima se refiere a las coronas A, B, C y D que comprenden hasta 170 m en torno a la estación (Tabla VI). Se realiza en campo, estimando las distancias y desniveles punto a punto entre la estación y las diferentes coronas, a la vez que se mide con el gravímetro y el altímetro. Esta corrección próxima se calcula traduciendo las diferencias de cotas de cada sector, a centésimas de mGal mediante el uso de tablas de conversión, y acumulando el valor de cada sector para después sumar la influencia de todas las coronas.

La corrección topográfica media se refiere a las coronas E, F, G, H e I, que comprenden un entorno desde los 170 m a 4469 m (Tabla VI). Esta corrección media se ha estimado punto a punto sobre planos 1/50.000 leyendo la cota media de cada sector mediante plantillas, y calculando posteriormente, como en el caso anterior, las diferencias de cota de cada sector respecto a la altura de la estación, con el valor correspondiente de corrección a partir de las tablas de Hammer (1939).

La corrección topográfica lejana se refiere a las coronas J, K, L y M, y abarca desde los 4469 m a los 21944 m de radio (Tabla VI). Se ha realizado mediante el método de interpolación de Neuman (1963), empleando planos topográficos a escala 1/200.000 y 208 puntos distribuidos en una malla (16 x 13) regular, de paso de malla 5000 m y origen en coordenadas UTM (X = 715000, Y = 4330000).

En el método descrito por Neuman (1963) se muestra que con gran aproximación, la curva representativa de la corrección, en función de la altura para una estación determinada es una parábola que obedece a la expresión $T_1 = K(Z - Z_0)^2 + T_0$ donde T_1 es la corrección topográfica, K es un parámetro de la parábola para un conjunto dado de coronas, Z es la cota de la estación y Z_0 es la cota que debería tener la estación para que le correspondiera la corrección mínima (T_0).

El método consiste en calcular los valores de T_0 y Z_0 en los puntos de una malla regular, que cubra la totalidad del área de estudio y realizar la interpolación de T_0 y Z_0 para cada estación, que junto con la cota real (Z) permiten calcular su corrección (T_1).

TABLA VI
Zonas y compartimentos tenidos en cuenta en la corrección topográfica

ZONAS	Nº COMPARTIMENTOS	RADIO EXTERIOR (m)	CORRECCIÓN
A	4	1,99	PRÓXIMA
B	4	16,64	
C	6	53,34	
D	6	170,00	
E	8	390,00	MEDIA
F	8	895,00	
G	12	1529,00	
H	12	2614,00	
I	12	4469,00	
J	16	6652,50	LEJANA
K	16	9903,00	
L	16	14741,60	
M	16	21944,40	

3.4.5. Corrección isostática

Es la que afecta a las masas profundas y es una corrección de valor mínimo y rara vez se realiza, ya que las variaciones isostáticas son de tal naturaleza que pueden ser incluidas en los efectos regionales y suprimidas por tanto, aislando los valores residuales desde la gravimetría regional (Dobrin, 1981).

3.4.6. Controles de las mediciones y de los cálculos

Con anterioridad al inicio de las campañas y durante las mismas, se realizaron las comprobaciones necesarias de los gravímetros; ajuste de niveles y sensibilidad, comprobación de la constante del aparato, la cual se realizó en las bases de la línea de calibración del IGN, así como controles de deriva en punto fijo o deriva estática.

Los controles realizados para mejorar la calidad de las mediciones a lo largo de las campañas y durante el proceso de cálculo fueron:

- Control en las lecturas del gravímetro y altímetro.
- Control en la ejecución de la corrección topográfica.

Estos controles permiten calcular el grado de precisión de los datos sobre los que se va a elaborar el mapa de anomalías de Bouguer.

En cuanto a las medidas gravimétricas, se realizaron un total de 74 repeticiones en diferentes programas de medidas, lo que representa un 9,5% de las 776 estaciones totales representadas en el mapa de anomalías de Bouguer. Al mismo tiempo, se realizaron las repeticiones de las medidas altimétricas sobre el mismo número de estaciones (figura 24). El error cuadrático medio (Ecm) de las desviaciones en las repeticiones de las lecturas del gravímetro, ha sido $\pm 0,15$ unidades de aparato, mientras que este error en las desviaciones del altímetro, leídas en metros directamente, han sido de $\pm 0,53$ m.

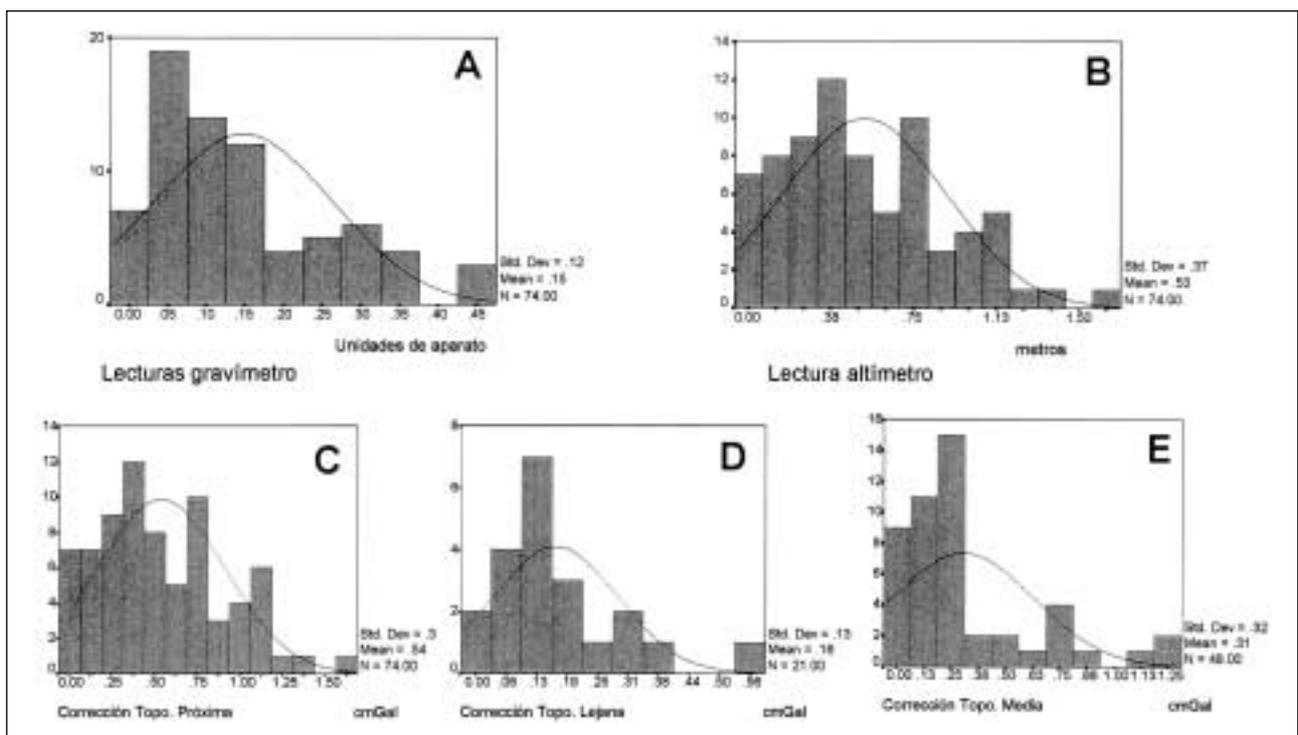


Figura 24. Histogramas de repeticiones en la lectura del gravímetro (A) y altímetro (B) y en la ejecución de la corrección topográfica próxima (C), media (D) y lejana (E). Las medias calculadas corresponden a los errores medios cuadráticos.

Por último, en cuanto al control sobre la ejecución de la corrección topográfica, se han repetido un 9,5%, 11,5% y 10,1% de las estaciones correspondientes a las correcciones próximas, media y lejana respectivamente, lo que ha supuesto la repetición de un total de 159 estaciones. Los errores calculados como % del valor de corrección asignado a la estación, no superan en ningún caso el 15% establecido como límite por la Norma Gravimétrica (IGME-AITEMIN, 1982), (figura 24).

El error cuadrático medio acumulado del mapa de anomalías de Bouguer se ha calculado por la suma de los errores medios parciales cometidos en 1) el posicionamiento, el cual afecta al cálculo de la gravedad normal, 2) en la elevación, que afecta a las correcciones de Bouguer y Fayé, 3) en las lecturas del gravímetro, y 4) en la ejecución de la corrección topográfica (Tabla VII).

Los errores cuadráticos medios y el error acumulado, permite adoptar una equidistancia entre isoanómalas de 1 mGal según la Norma gravimétrica Española de 1982 (IGME-AITEMIN, 1982).

TABLA VII
Cálculo de errores

FUENTE DE ERROR	ERROR	CÁLCULO	EQUIVALENCIA EN MGAL.
Posición	±50 m	Gradiente 0,8 mGal/km	±0,04
Elevación	±0,53 m	CF = 0,3086 · h	±0,1635
		CB = 0,0419 · d _R · h	±0,0592
Lectura gravímetro	±0,15 u.a.	0,15 · k	±0,015
Corr. topográfica	±1,01 cmGal	—	±0,01
	Error acumulado		±0,2877

3.5. Cálculo de la anomalía de Bouguer

La diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica, proporciona el valor de la anomalía de la gravedad en cada punto, o anomalía de Bouguer, de forma que se expresa como:

$$AB = g - Gt = g - (G0 - (F - B \cdot d) Z) - T$$

donde: AB = Anomalía de Bouguer.
g = Gravedad observada.
Gt = Gravedad teórica.
G0 = Gravedad normal.
F = 0,30854 mGal/m, coeficiente de Fayé.
B = 0,04192 mGal/m, coeficiente de Bouguer.
d = Densidad de reducción (2,67 g/cm³).
Z = Cota de la estación.
T = Efecto del relieve.

Así todos los apartados de cálculo descritos anteriormente, han tenido como objetivo eliminar todas aquellas distorsiones sobre la anomalía resultante, que no tengan sentido geológico, y por lo tanto, los mapas resultantes de la anomalía calculada deben reflejar únicamente las variaciones de densidad del sustrato. El valor de la anomalía de Bouguer representa un valor que depende únicamente de la relación ($\sigma_{\text{reducción}} / \sigma_{\text{real}}$), y permite por tanto, trazar las curvas isoanómalas, en las que quedan reflejadas las variaciones de distribuciones de masas y de densidades de estas masas.

3.6. Obtención del mapa de anomalías de Bouguer

Para la realización del mapa de anomalías de Bouguer se han compilado un total de 776 estaciones, con una densidad de reducción de 2,67 g/cm³. La cobertura gravimétrica sobre un área de

4200 km² se extiende 70 km en dirección E-O y 60 km en dirección N-S, por lo que la densidad de estaciones es de 0,18 estaciones por km² (figura 25).

El área limitada por las coordenadas $X_{\min} = 716000$, $X_{\max} = 786000$, $Y_{\min} = 4326000$ y $Y_{\max} = 4386000$ presenta valores de la anomalía de Bouguer que oscilan entre -45 y -4 mGal, los cuales se han interpolado mediante krigeage (kriging), cuyo objetivo consiste en encontrar el mejor ajuste lineal de una variable, siendo este método el que muestra mayor eficacia respecto al tiempo de ejecución y en el control y precisión de los datos.

Se ha elegido una malla de 2000 m de paso, generando una cuadrícula de 31 filas x 36 columnas y la interpolación se ha realizado con un radio de búsqueda de 10.000 m en todas las direcciones (búsqueda normal, limitada al número de puntos). Posteriormente, se ha trazado el mapa de isoanómalas de forma automática con una equidistancia entre curvas isoanómalas de 1 mGal.

Se ha utilizado el método de suavizado de curvas por “esplines”, ya que es el mejor para suavizar los contornos angulares eliminando de esta forma el ruido de los datos originales. El resultado es el mapa de anomalías de Bouguer de la figura 25.

Hay que tener en cuenta que las soluciones al trazado de las curvas isoanómalas, son finitas y que las diferencias en el método de trazado seguido, se van a reflejar sólo como pequeños matices y nunca en los rasgos principales.

Para la elaboración del mapa de anomalías de Bouguer se ha utilizado el paquete informático Surfer 3.2 (1994), el cual facilita el tratamiento de datos, el control de puntos erróneos, la interpolación a mallas regulares y el dibujo y suavizado de los mapas resultantes. Además, posee unas salidas gráficas de gran calidad.

Hasta este punto, el trabajo geofísico desarrollado se ha centrado únicamente en el cálculo, reducción y elaboración de los datos, lo que debe ser y ha sido realizado con gran precisión y rigurosidad, ya que a partir del documento obtenido (el mapa de anomalías de Bouguer), comienza el proceso de interpretación. Los resultados que se obtengan de este segundo proceso de interpretación, dependerán por tanto, de la rigurosidad mantenida en la toma y reducción de los datos, así como de la representatividad de las muestras tomadas para la determinación de densidades, las cuales se aplicarán directamente como dato de partida en la modelización.

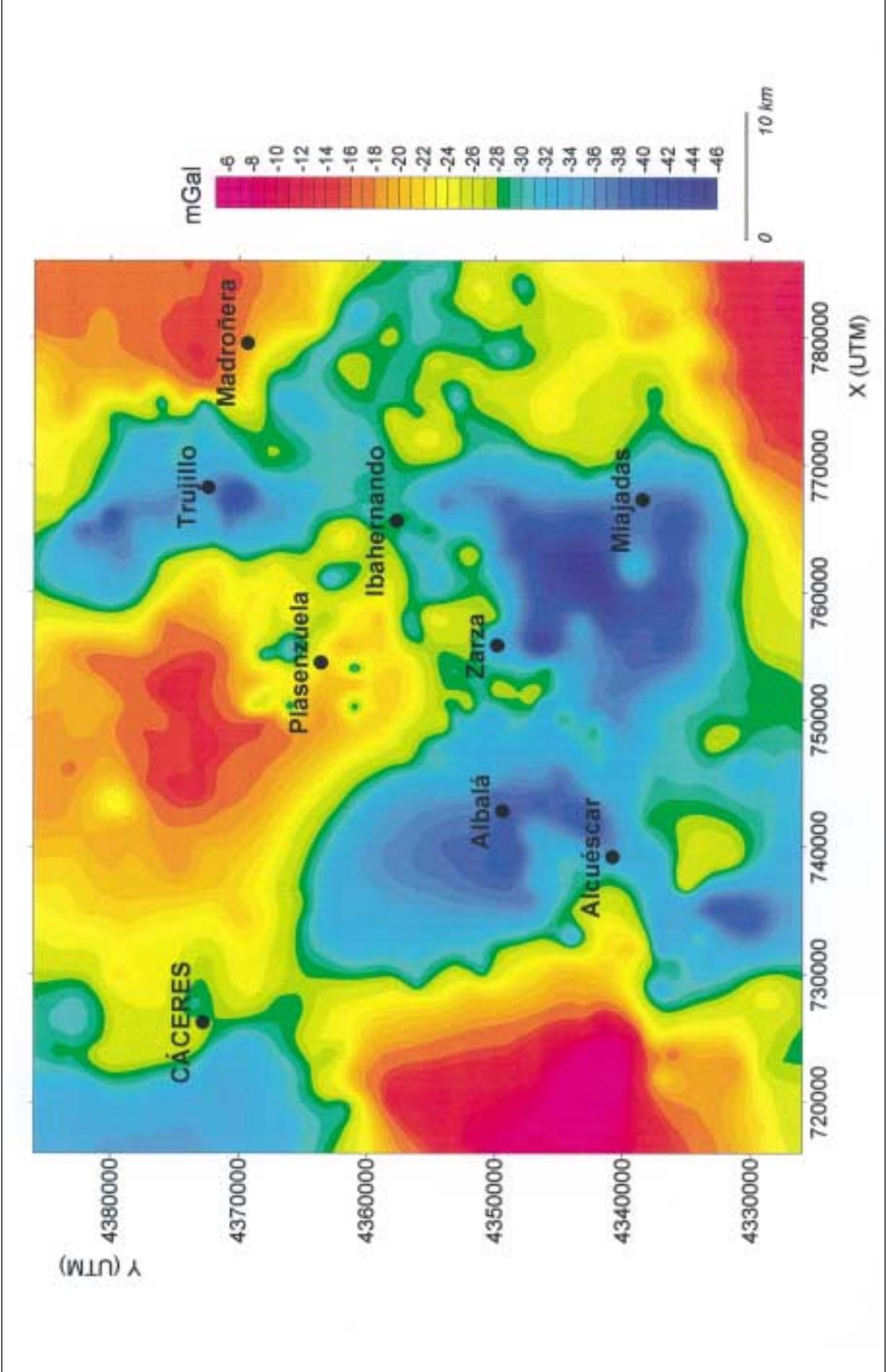


Figura 25. Mapa de anomalías de Bouguer. Densidad de reducción DR = 2,67 g/cm³. Equidistancia = 1 mGal.

4. INTERPRETACIÓN

4.1. Mapa de anomalías de Bouguer: análisis cualitativo

De la observación conjunta del mapa geológico (figura 3), y del mapa de anomalías de Bouguer (figura 26) en el que se han representado los contornos de los cuerpos graníticos principales, se obtiene una primera aproximación del significado geológico de las anomalías gravimétricas más importantes de la zona de estudio.

En primer lugar, el mapa de anomalías de Bouguer muestra una buena correlación a escala regional con la geología conocida del área de estudio. Se observan una serie de mínimos gravimétricos relativos que por su forma y posición, coinciden e individualizan los diferentes plutones graníticos existentes. Así mismo, el mapa presenta una serie de máximos relativos, claramente relacionados con los materiales metasedimentarios del CEG o con los materiales paleozoicos aflorantes en la zona de estudio. Por último, se observan una serie de áreas de “carácter mixto”, de difícil interpretación y que deben estar relacionadas por la posición que ocupan, con cuerpos intrusivos de mayor densidad, y/o con cuerpos intrusivos subaflorantes y probablemente desenraizados, ya que estas áreas combinan la existencia de máximos y mínimos en principio dispuestos de forma aleatoria.

Los mínimos relativos A y C (figura 26), situados sobre los plutones de Trujillo y Albalá, presentan unas características comunes. Tienen una forma elongada en dirección N-S, y ambos presentan dos mínimos relativos de menor longitud de onda dentro de ellos. Estos mínimos relativos fueron interpretados por Audrain *et al.*, (1989) y Vignerresse (1990 y 1995 a y b) en el batolito de Cabeza de Araya (fuera del área de estudio) como zonas de enraizamiento del plutón o conductos de alimentación. No obstante, también pueden ser debidas a la existencia de facies menos densas en la zona de mínimo, lo que es muy posible ya que los plutones son en realidad poliintrusivos.

Los mínimos relativos B y D se sitúan sobre el batolito de Cabeza de Araya por una parte, y sobre los granitos que conforman los plutones de Sierra Bermeja y Aljucén en el área de Mérida por otra. Por último, el mínimo relativo E, corresponde a la deficiencia de masa generada por el plutón de Alijares, el cual presenta una anomalía de gran intensidad.

Las zonas que se han denominado de carácter mixto son áreas de difícil interpretación. Su característica principal es que aunque son zonas de mínimos relativos, no delimitan con exactitud los cuerpos intrusivos sobre los que se sitúan (Zonas I, II y III en la figura 26) y además combinan la existencia de mínimos y máximos gravimétricos de difícil interpretación geométrica, la cual se abordará en la interpretación del mapa de anomalías residuales de Bouguer (apartado 4.4).

Las zonas de máximos gravimétricos relativos, que se sitúan al N, NE, OSO y SE (Zonas 1, 2, 3 y 4 respectivamente - figura 26) del mapa de anomalías de Bouguer explican en términos geológicos, el exceso de masa causado por los materiales metamórficos, bien pertenecientes al CEG (pizarras y grauvacas), o bien al Paleozoico (alternancias de cuarcitas y pizarras).

Los máximos relativos 1 y 2 situados al N y NE del área de estudio corresponden claramente a las rocas del CEG que afloran en estas zonas, sin embargo, el máximo relativo 3, situado al OSO del mapa de anomalías de Bouguer, se correlaciona posicionalmente con los materiales paleozoicos

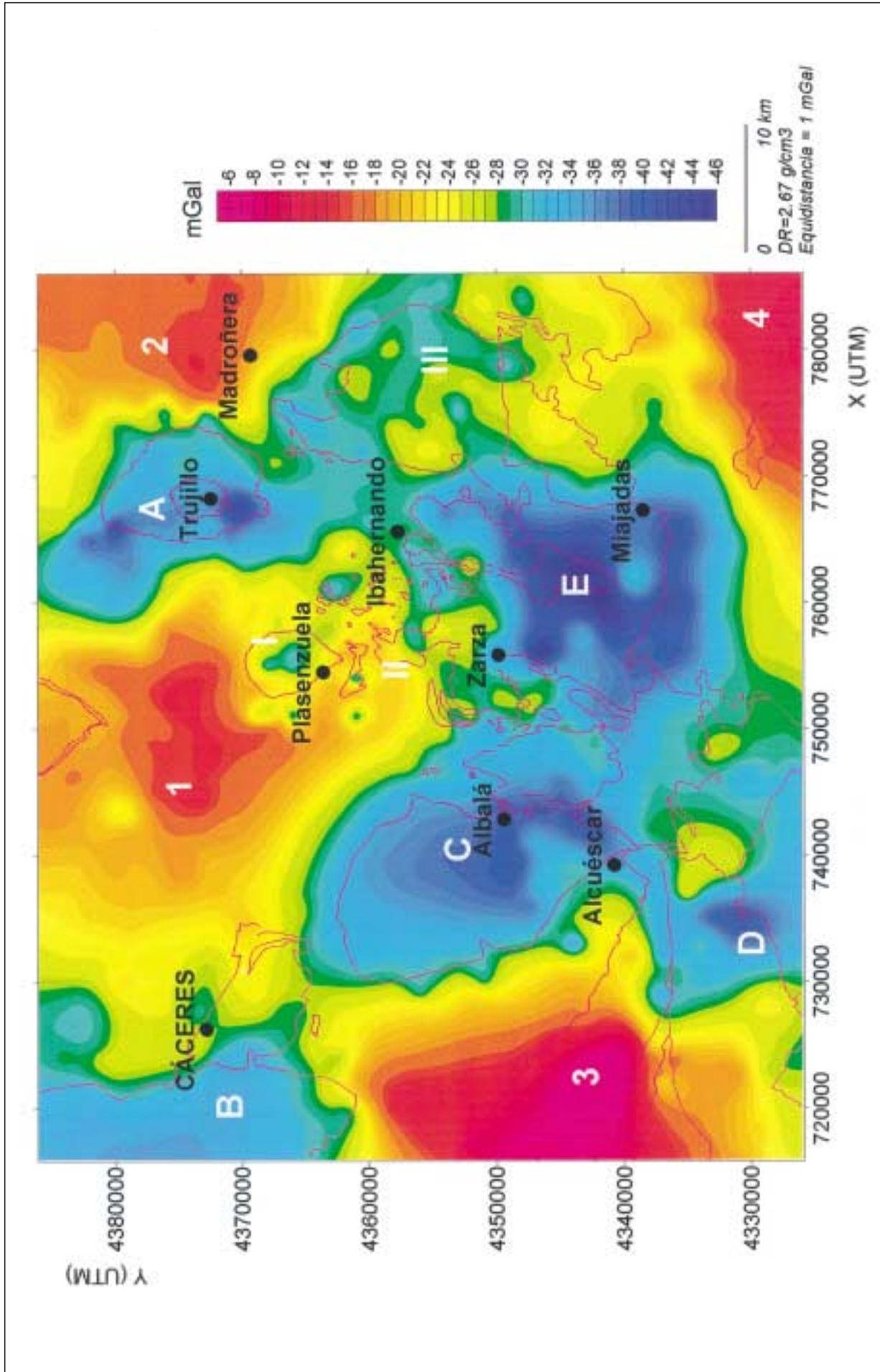


Figura 26. Mapa de anomalías de Bouguer y contactos geológicos simplificados. Las letras y números corresponden a la explicación en el texto de la sección 4.1.

aflorantes de la Sierra de San Pedro y su prolongación hacia el SE. Probablemente, la intensidad de este último máximo relativo viene condicionada por la existencia de rocas básicas interestratificadas en esta serie paleozoica, lo que da lugar a un considerable aumento del contraste de densidad con las rocas del CEG.

El máximo relativo 4 situado en el borde SE del mapa, representa una superposición de efectos; y es que al efecto positivo que causan los materiales metamórficos del CEG, y los materiales paleozoicos que afloran en retazos en esta zona siguiendo una directriz hercínica ONO-ESE, se le superpone el efecto negativo de los materiales terciarios y cuaternarios de la Cuenca del Guadiana, y que en cualquier caso, presentan anomalías negativas dada su menor densidad con respecto a los materiales metamórficos. No obstante, este recubrimiento no debe tener gran espesor, ya que no es capaz de enmascarar la anomalía positiva generada por los materiales metamórficos.

Para profundizar en la interpretación de las anomalías gravimétricas presentes en la zona de estudio, hemos procedido en primer lugar, al aislamiento de las anomalías residuales mediante la separación de la tendencia regional (apartado 4.2) y en segundo lugar, a un estudio de detalle de las densidades de los materiales que van a contribuir a la anomalía gravimétrica (apartado 4.3). Ambos aspectos se exponen a continuación, y nos llevan a un análisis cualitativo detallado del mapa de anomalías residuales de Bouguer que se expone en el apartado 4.4 de este mismo capítulo.

4.2. Separación regional – residual

Las observaciones realizadas en campo y posteriormente procesadas para la obtención del mapa de anomalías de Bouguer, contienen el efecto integrado de todas las masas terrestres, de forma que una anomalía consta de dos componentes; una componente de gran amplitud de onda o baja frecuencia, denominada anomalía regional, y otra de baja amplitud de onda o alta frecuencia, denominada anomalía residual.

La residualización o separación de estas dos componentes, consiste en predecir los efectos regionales y encontrar las anomalías locales (residuales) restando los efectos regionales predichos. El objetivo de la residualización es obtener un mapa idóneo para definir la geometría de todas las unidades geológicas aflorantes o subaflorantes.

Los métodos de residualización son muchos, pero existen dos categorías genéricas; 1) métodos gráficos y 2) métodos matemáticos; ambos tienen sus ventajas y desventajas. Los métodos gráficos se aplican en perfiles y/o mapas de contornos. Tienen el problema de que son métodos subjetivos y empíricos, pero también son flexibles en la estimación de aquellos factores geológicos que pueden ser tenidos en cuenta a priori en el trazado del regional. Por el contrario, los métodos matemáticos minimizan la subjetividad o predisposición de criterios, aunque siempre existe un cierto grado de subjetividad, por ejemplo, en la elección de la técnica matemática a aplicar.

La separación de las componentes regional y residual de una anomalía no es una solución única, a menudo es ambigua y constituye un objetivo difícil de alcanzar con éxito, si no se integran las técnicas gráficas y matemáticas, con los criterios geofísicos y geológicos.

Entre las técnicas matemáticas más utilizadas, se encuentra el cálculo directo de residuales, el cálculo de la segunda derivada, el método de continuación de campo hacia abajo, el filtrado de datos y el ajuste de superficies polinómicas.

El método matemático seleccionado para la separación regional y residual en este trabajo, ha sido el de ajuste de superficies polinómicas. Este ajuste es una de las técnicas analíticas más flexibles y objetivas para determinar la anomalía regional, puesto que permite la separación de los datos de un mapa en dos componentes: una de naturaleza regional y otra de fluctuaciones locales, es decir, permite la separación de “tendencias regionales” y “anomalías locales”. Esta tendencia puede ser definida como “una función lineal dependiente de las coordenadas geográficas para un grupo de observaciones compactas, en la cual el cuadrado de las desviaciones desde los datos a la tendencia se minimiza” (Davis, 1973).

Este método de residualización se basa en la definición de funciones polinómicas que se adaptan a la estructura del fenómeno. El ajuste polinómico proporciona un método para subdividir la variación de una propiedad en dos partes; la tendencia definida por la ecuación ajustada (regional) y las desviaciones de la superficie de tendencia (residual). Por esta razón, las superficies ajustadas se pueden utilizar como un filtro para aislar las anomalías correspondientes a determinados rasgos geológicos buscados (Davis, 1973; Mather, 1976).

El ajuste polinómico se ha realizado mediante la opción Trend de Gridzo, dentro del Paquete RockWare 7.0 (1991) de aplicaciones geológicas. Esta opción se ha utilizado para llevar a cabo un análisis de superficies, ajustándolas a un polinomio que puede ser de 1° a 6° grado. El programa genera automáticamente el valor de los coeficientes de las ecuaciones que definen las superficies de ajuste. El objetivo es encontrar la superficie que mejor se ajuste a la tendencia regional de nuestros datos puntuales, y así identificar y localizar áreas que muestren desviaciones, y poder aislar estas variaciones locales residuales. Como criterio general de selección, la superficie que se debe utilizar para cálculos posteriores, es la más plana posible, pero conservando un buen coeficiente de correlación con los datos experimentales. De esta forma, en la Tabla VIII se refleja el grado de ajuste (en porcentaje de correlación) de cada una de las superficies de 1° a 6° grado a los datos. Como puede observarse el ajuste de una superficie de 1° y 2° grado tiene un coeficiente de correlación muy bajo (24,6% y 36,4% respectivamente) lo que sugiere que deben ser rechazadas. Por el contrario, las superficies de 3er, 4°, 5° y 6° orden se correlacionan bien con los datos experimentales. Entre ellas, la superficie de 3er grado, con un 62,1%, es la más plana, además de presentar un buen coeficiente de correlación por lo que esta superficie puede seleccionarse como tendencia regional de forma satisfactoria.

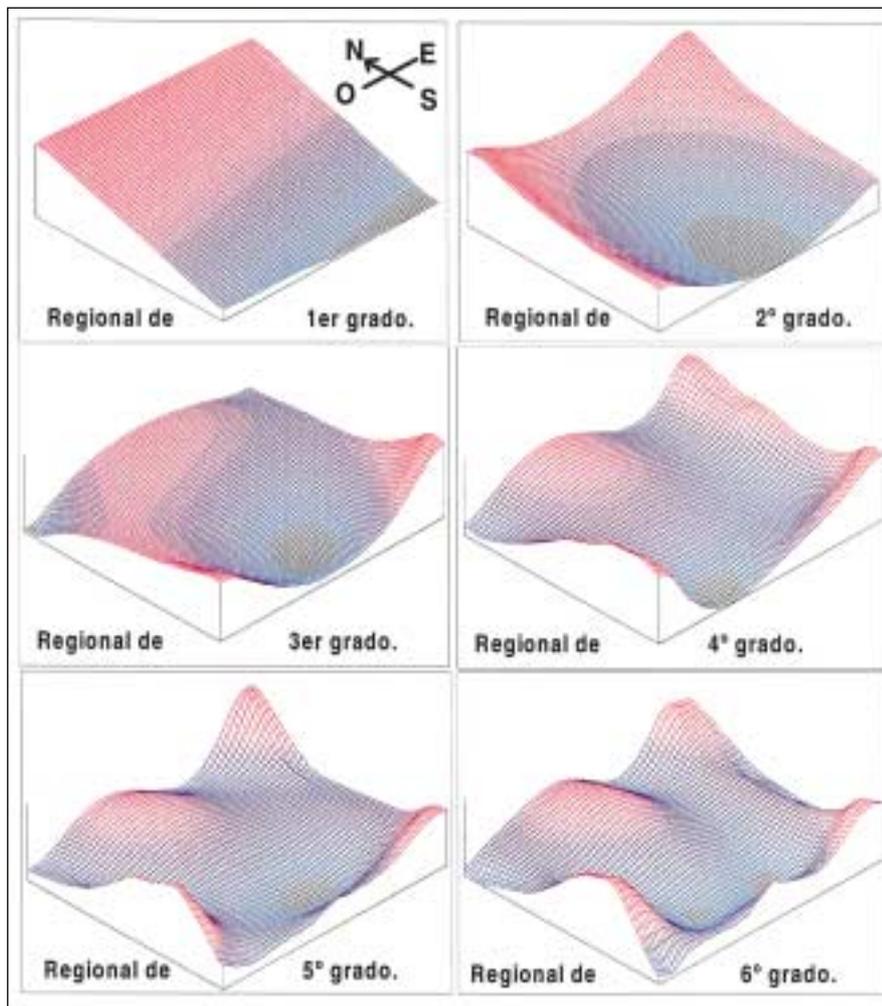


Figura 27. Superficies regionales de 1° a 6° grado calculadas mediante el método de ajuste polinómico.

En la figura 27 se pueden observar gráficamente estas superficies de ajuste desde la más plana de grado I que representa una superficie buzando suavemente al S-SE, hasta la más compleja de 6° grado, con un gran parecido al mapa de anomalías observadas (85,4% de correlación).

Las figuras 28 (a-f) son el resultado de la residualización por ajuste polinómico, es decir, se han obtenido de la sustracción de la tendencia regional de 1° a 6° orden, al mapa de anomalías de Bouguer, lo que da como resultado los diferentes mapas de anomalías residuales (figura 29). Un análisis detallado de estos seis mapas residuales, nos lleva también a la determinación de la superficie de tercer grado, como regional más idóneo, ya que el mapa residual resultante es el que mejor se ajusta a la geología del área de estudio. No obstante, la observación y

TABLA VIII

Grado de ajuste expresado en porcentaje de correlación de las superficies polinómicas de 1° a 6° grado.

		CORRELACIÓN %										
GRADO	% CORRELACIÓN	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
1	24,6	XXXXXXXXXX										
2	36,4	XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX										
3	62,1	XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX										
4	72,0	XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX										
5	81,0	XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX										
6	85,4	XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX										

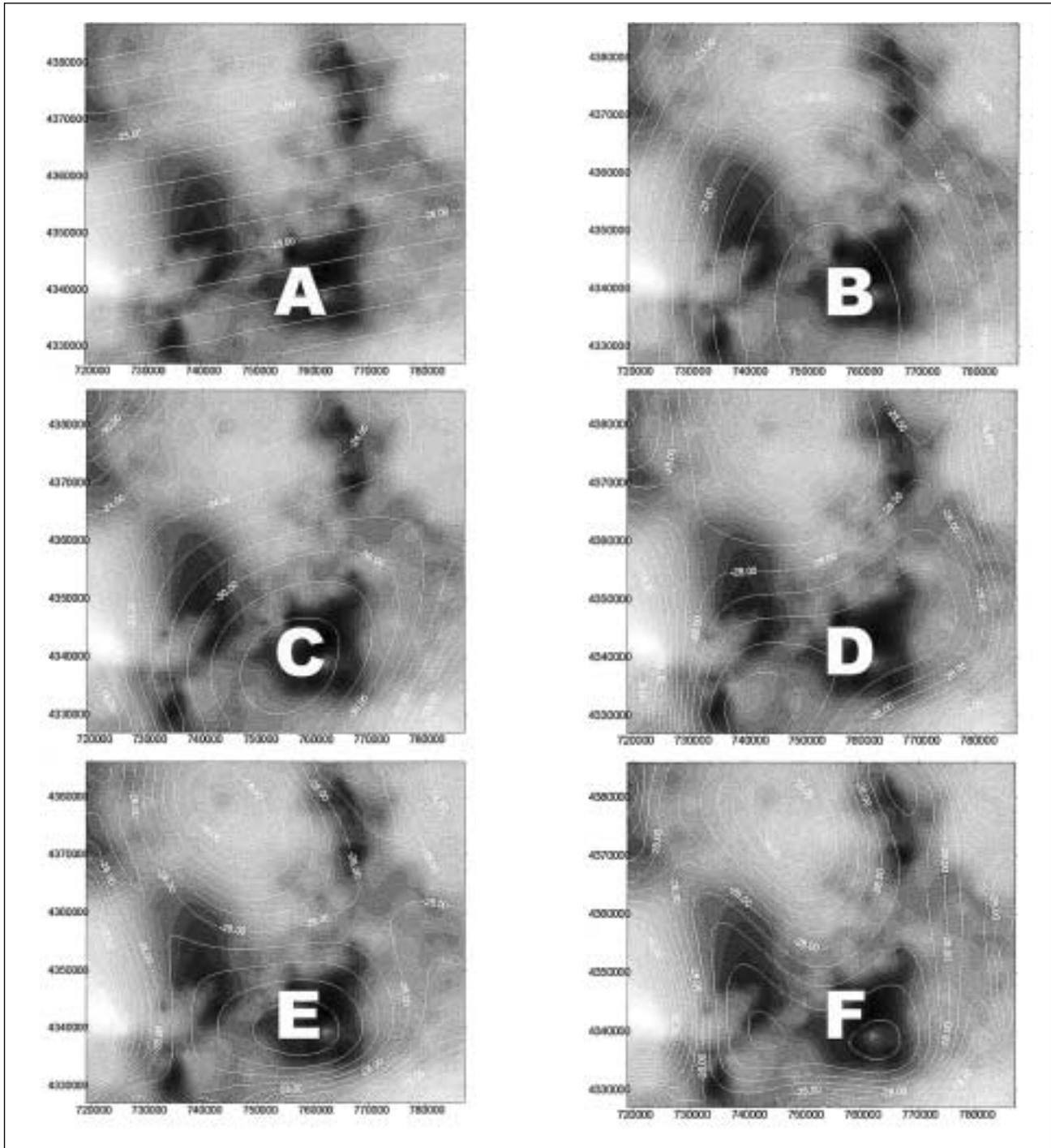


Figura 28. Mapas de anomalías de Bouguer y superficies regionales de 1^{er} (A), 2^o (B), 3^{er} (C), 4^o (D), 5^o (E) y 6^o (F).

análisis de los restantes mapas residuales, suponen una ayuda a la interpretación y descripción cualitativa. Por ejemplo, se resaltan aquellas anomalías menores existentes en el área, según aumenta el grado del polinomio ajustado para la determinación de la tendencia regional.

Todo ello, unido al conocimiento geológico de la zona, han corroborado la elección de la superficie de tercer grado como la más idónea para la obtención del mapa de anomalías residuales de Bouguer, para una densidad de $2,67 \text{ g/cm}^3$ (figura 30), el cual se utilizará en los pasos sucesivos.

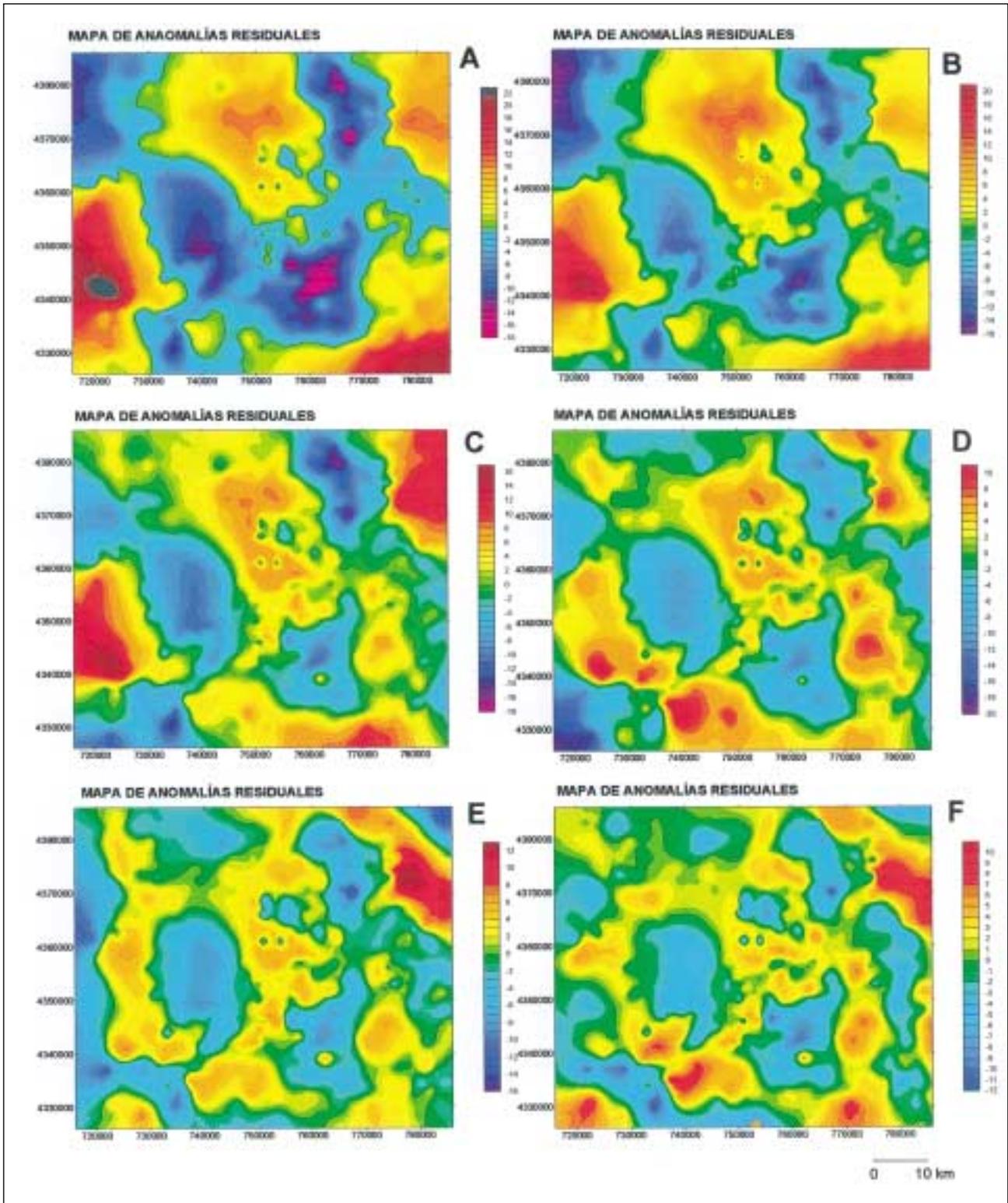


Figura 29. Mapas de anomalías residuales de Bouguer derivados de la sustracción de las superficies regionales calculadas por ajuste polinómico de 1^{er} (A), 2^o (B), 3^{er} (C), 4^o (D), 5^o (E) y 6^o (F).

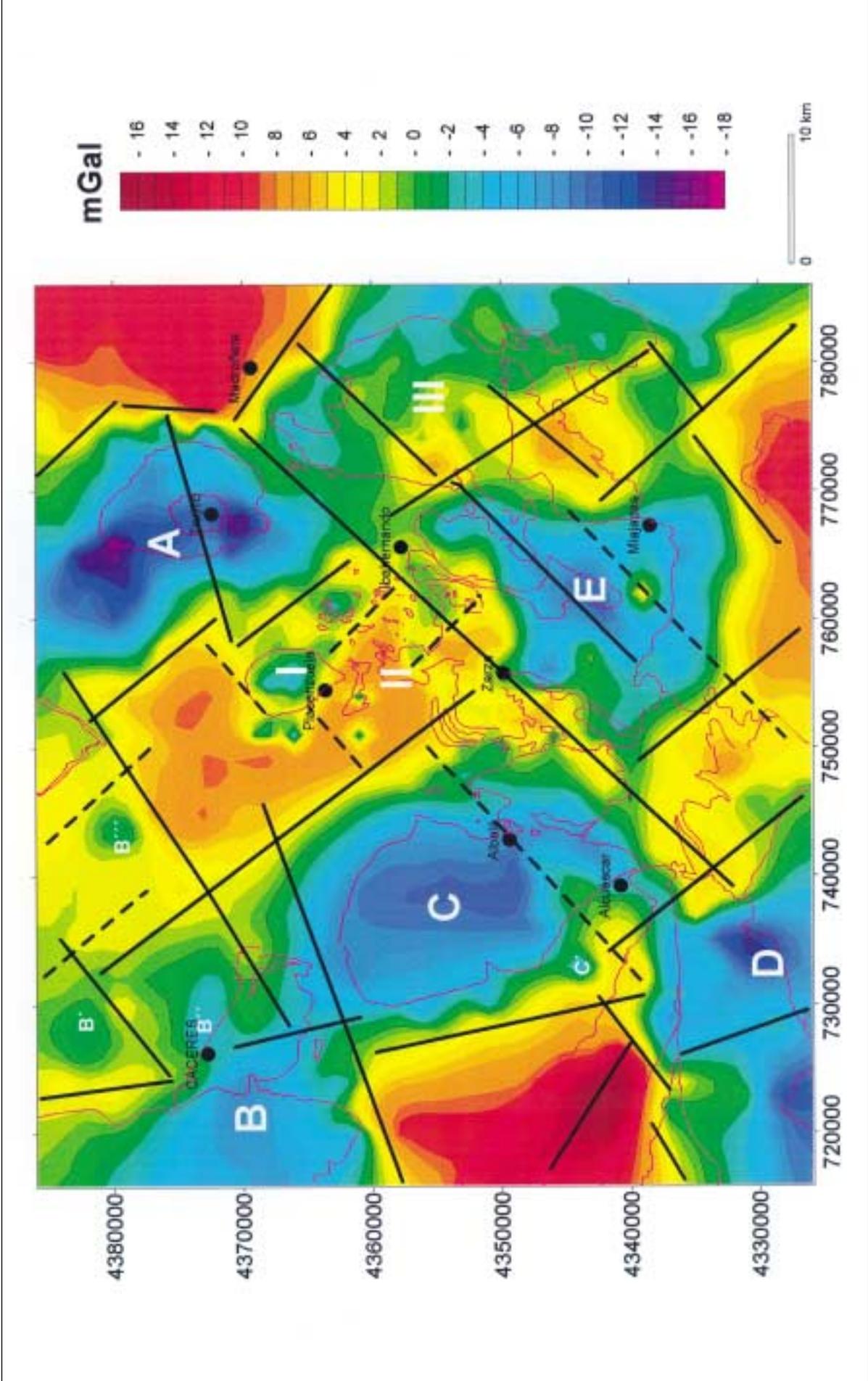


Figura 30. Mapa de anomalías residuales de Bouguer (regional de 3^{er} grado) y contornos geológicos principales (en morado). Las letras y números romanos hacen referencia a la interpretación descrita en la sección 4.4. Alineaciones gravimétricas principales (————) y secundarias (-----).

4.3. Estudio de densidades

Conviene recordar que el objetivo principal de un estudio gravimétrico es determinar la configuración de las masas rocosas de diferentes densidades que constituyen un área, ya que lo que produce un cambio en el valor de la anomalía de Bouguer es precisamente la variación de las densidades reales de las rocas de la zona de estudio.

Puesto que el contraste de densidad es el factor fundamental que controla las anomalías de la gravedad, es importante poder establecerlo con mucha precisión, para cada una de las formaciones geológicas del área investigada. Esto debe hacerse tanto para la realización de los modelos gravimétricos, como para la interpretación cualitativa del mapa de anomalías residuales de Bouguer.

La medición de la densidad de una roca de forma directa, tiene que hacerse con muestras en laboratorio y como la mayor limitación es el carácter puntual de la información, debe realizarse un muestreo sistemático y posteriormente seguirse un tratamiento estadístico.

Como es sabido, un problema añadido que se plantea en la interpretación de las anomalías gravimétricas, es si la densidad de las formaciones investigadas no es constante con la profundidad, lo que implicaría una variación de su contraste (Maxant, 1980). Recientemente, han sido numerosos los autores que han abordado este problema, fundamentalmente en cuencas sedimentarias por ejemplo, Cordell (1973), Murthy y Rao (1979), Litinski (1989) y Guspi (1990) entre otros. Athy (1930) aplica a esta variación una función exponencial, Murthy y Rao (1979) aproximan esta variación mediante una función lineal, Agarwal (1971a y b) y Bhaskara Rao (1986), también consideran una variación lineal, aproximando una función cuadrática a la variación del contraste de densidad con la profundidad, y por último Guspi (1990) asume una función de densidad/profundidad polinomial.

En el área de estudio, teniendo en cuenta que los materiales son metamórficos y graníticos, no parece muy lógico aplicar ecuaciones de variación del contraste de densidad en profundidad. Lo que si es absolutamente necesario, es conocer, tan exactamente como sea posible, la densidad media de cada unidad representada en el área, con el fin de establecer lo más rigurosamente posible el contraste de densidad entre ellas.

En el capítulo 2 se ha realizado una descripción detallada de los principales materiales que constituyen en el área investigada, los cuales se agruparon en:

1. Materiales preordovícicos.
2. Materiales paleozoicos.
3. Rocas ígneas.
4. Materiales de cobertera.

En relación con estas unidades, algunos estudios previos han establecido las densidades medias que se reflejan en la Tabla IX.

En este trabajo, y para llevar a cabo el análisis de densidades, se ha realizado en primer lugar, un muestreo sistemático de las diferentes litologías en testigos de sondeos, en canteras y en afloramientos representativos. En segundo lugar, se ha realizado la determinación experimental de la densidad de cada una de las muestras, utilizando un pycnómetro de aire calibrado con una bola de acero de $28,96 \pm 0,015 \text{ cm}^3$ de volumen (McIntyre *et al.*, 1965). Una vez obtenido el volumen, se han pesado las muestras pudiendo así determinar la densidad de cada una de ellas. A partir de estas medidas, se ha asignado una densidad media característica a cada unidad o subunidad. Únicamente a los materiales de cobertera y dada su variación de densidad en función del contenido en agua se ha asignado un valor medio de $2,42 \text{ g/cm}^3$ teniendo en cuenta trabajos realizados en otras áreas como los de Bergamín (1986); Ayala *et al.* (1994); Bergamín *et al.* (1995), entre otros.

Las muestras medidas en cada una de las rocas que constituyen los materiales geológicos se representan de forma resumida en la Tabla X, junto con el promedio de densidad atribuido a cada polígono en la modelización gravimétrica.

TABLA IX
Densidades medias atribuidas por diferentes autores
(en zonas próximas u otras zonas) a los materiales presentes en la zona de estudio.

	DENSIDAD g/cm ³						
CEG	2,71 ±0,05	2,79 ±0,01	2,75	—	2,75	2,72	2,82
Cuarcitas	2,66 ±0,01	—	—	—	2,75	2,64	—
Pizarras	2,77 ±0,03	—	2,83	2,66 - 2,84	2,83	2,72	—
Otras	—	—	—	—	—	2,78	2,70
Granitos	—	2,68 ±0,01 2,67 ±0,01	2,67	2,46 - 2,65	2,67	2,64	2,67
Gr. Biotíticos	2,70 ±0,02 2,69 ±0,02 2,69 ±0,02 2,71 ±0,01	—	—	—	—	2,72	—
Gr. Aplíticos	2,63 ±0,03	2,67 ±0,01	—	—	—	—	—
Autor / es	Yenes <i>et al.</i> , 1995	Audrain <i>et al.</i> , 1989	SantaTeresa <i>et al.</i> , 1983	Seguin y Fridecki, 1989	Carbó <i>et al.</i> , 1988	Campos y Gumiel, 1990	Bergamín y G.Cas. 1987

A. Densidades de rocas metamórficas

El CEG en la zona de estudio, está representado por dos litologías dominantes, pizarras y grauvacas, y una minoritaria correspondiente a corneanas. La medición de las densidades en 14 muestras pertenecientes al CEG, arrojan una densidad media de $2,72 \pm 0,03 \text{ g/cm}^3$ (figura 31a). Estimando una contribución de cada litología al polígono, para la posterior modelización, de un 60%, 30% y 10% respectivamente, se obtiene una densidad media de $2,72 \text{ g/cm}^3$ (Tabla X).

De igual forma, la densidad medida en 114 muestras correspondientes a diferentes litologías de los materiales Paleozoicos del sinclinal de Cáceres, de la sierra de San Pedro y del sinclinal de La Codosera, arrojan una densidad media de $2,71 \pm 0,05 \text{ g/cm}^3$, teniendo en cuenta el porcentaje aproximado de participación de cada litología y excluyendo las rocas básicas la densidad del polígono para la modelización será de $2,72 \text{ g/cm}^3$. La densidad media calculada para las rocas básicas (9 muestras) es de $2,82 \pm 0,01 \text{ g/cm}^3$ (Tabla X – figura 31b).

B. Densidades de rocas graníticas

Para la medición de la densidad en estas rocas se ha podido disponer de muestras de granitos tomadas en sondeos, pertenecientes a la cúpula granítica de El Trasquilón. La densidad media de 80 muestras graníticas pertenecientes a los sondeos T1, T2, T5, T6 y T7, es de $2,66 \pm 0,02 \text{ g/cm}^3$ (Tabla X y figura 31c), observándose además, una variación mínima entre las diferentes facies, así como una nula variación en profundidad de las densidades determinadas, dentro de una misma facies granítica.

Con respecto a las 76 muestras de materiales graníticos tomadas en superficie, la densidad media es de $2,66 \pm 0,03 \text{ g/cm}^3$, la cual es muy semejante a la obtenida en profundidad y puede tomarse como densidad media global para los materiales graníticos (figura 31d).

En un análisis detallado de las diferentes facies graníticas en cada cuerpo intrusivo se deduce que:

- Para el plutón de Trujillo (16 muestras), se diferencian dos facies principales; la más externa (F11 – Figura 3) que corresponde a granitos porfídicos junto con la central (F10) constituida por granitos de dos micas con una densidad media conjunta (sobre un total de 10 muestras) de $2,64 \text{ g/cm}^3$. Se han analizado además seis muestras de los leucogranitos que afloran en el centro del plutón (F9) en los que se ha determinado una densidad media de $2,61 \text{ g/cm}^3$.

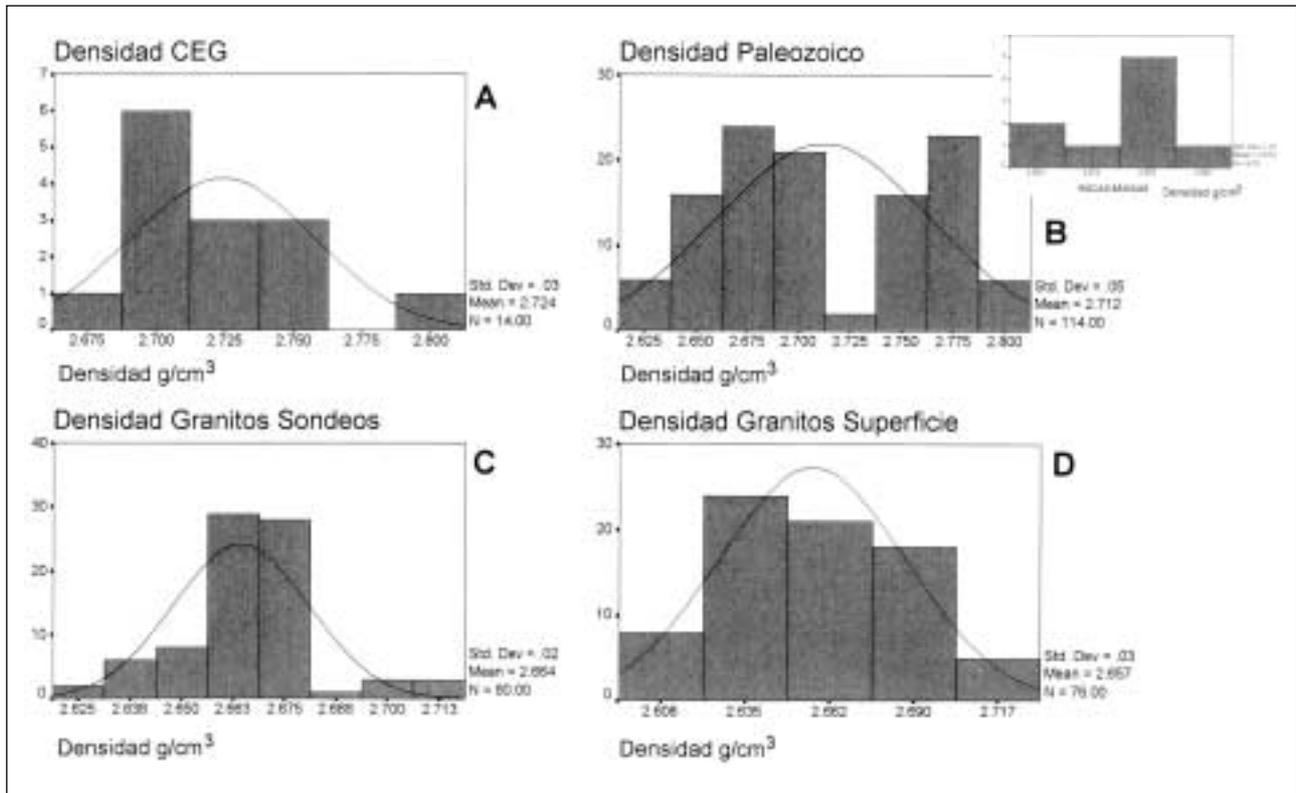


Figura 31. Histogramas de densidades de las diferentes unidades geológicas utilizadas en la modelización gravimétrica.

- El plutón de Plasenzuela presenta pequeñas variaciones litológicas entre facies y por consiguiente, pequeñas variaciones de densidad entre ellas. Se ha calculado una densidad media global de $2,64 \text{ g/cm}^3$ para el plutón (Tabla X), teniendo en cuenta la participación aproximada de las diferentes facies (F9, F10, F11 y F15 – Figura 3) que lo constituyen.
- Los plutones de Zarza de Montánchez y Ruanes que están representados exclusivamente por granodioritas biotíticas (F16) las cuales presentan una densidad media global de $2,69 \text{ g/cm}^3$ (Tabla X).
- El plutón de Albalá presenta una gran variedad litológica: granitos porfídicos (F11), monzogranitos (F12 y F13), granitos moscovíticos (F15) y leucogranitos (F9). La contribución de cada una de estas litologías se ha estimado en un 25%, 25%, 25%, 15% y 10% respectivamente, arrojando una densidad media global para el plutón de $2,64 \text{ g/cm}^3$ (Tabla X).
- El plutón de Montánchez está constituido igualmente por varias facies, que incluyen leucogranitos (F9), granitos de dos micas (F10), monzogranitos (F13) y por último granodioritas biotíticas situadas en la zona sur del plutón (F16). Las densidades medias calculadas, así como las contribuciones estimadas de cada facies proporcionan una densidad media de $2,64 \text{ g/cm}^3$ para el plutón de Montánchez (Tabla X).
- Con respecto al batolito de Cabeza de Araya, en el que Corretgé (1971) determinó numerosas facies, se han seleccionado dos grupos litológicos que corresponden a granitos de dos micas (F10) y granitos porfídicos (F11), con unas densidades medias calculadas de $2,65 \text{ g/cm}^3$, tomada ésta como densidad media global para el batolito en la modelización.
- El plutón de Alijares presenta también dos grupos litológicos bien diferenciados para la modelización gravimétrica en función de la densidad y son por una parte, granodioritas biotíticas (F16) con una densidad media alta ($2,69 \text{ g/cm}^3$) y por otra parte, leucogranitos (F9) y monzogranitos (F12, F13) cuyo porcentaje de participación arroja una densidad media de $2,64 \text{ g/cm}^3$.

TABLA X

Tabla resumen de las densidades de las unidades y subunidades definidas en la zona de estudio. El % de contribución se refiere a la contribución de cada facies al polígono correspondiente en la modelización gravimétrica. (Explicación de facies graníticas en el texto).

UNIDAD	SUBUNIDAD	FACIES (SONDEO)	DENSIDAD (g/cm ³)	CONTRIBUCIÓN (%)	DENSIDAD MEDIA GLOBAL g/cm ³
TERCIARIO	—	GRAVAS,AR,ARC.	2,42	100	2,42
CEG	—	PIZARRAS	2,73	60	2,72
	—	GRAUVACAS	2,70	30	
	—	CORNEANAS	2,73	10	
PALEOZOICO	—	PIZARRAS	2,76	50	2,72
	—	CUARCITAS	2,67	40	
	—	ARENISCAS	2,69	5	
	—	CALIZAS	2,70	5	
	—	ROCAS BÁSICAS	2,82	100	
GRANITOS	TRASQUILÓN	T1	2,66	—	2,66
		T2	2,66	—	
		T5	2,66	—	
		T6	2,66	—	
		T7	2,68	—	
	TRUJILLO	F10	2,64	20	2,64
		F11	2,64	80	
		F9	2,61	100	
	PLASENZUELA	F9	2,62	10	2,64
		F10	2,65	60	
		F11	2,64	20	
		F15	2,65	10	
	RUANES ZARZA	F16	2,69	100	2,69
	ALBALÁ	F15	2,66	15	2,64
		F9	2,63	10	
		F12	2,65	25	
		F13	2,63	25	
		F11	2,64	25	
	MONTÁNCHEZ	F9	2,62	5	2,64
		F10	2,64	80	
		F13	2,63	10	
		F16	2,66	5	
	C. ARAYA	F10	2,65	50	2,65
F11		2,65	50		
ALIJARES	F13	2,65	30	2,64	
	F12	2,63	40		
	F9	2,65	30		
	F16	2,69	100		
S. CRUZ-ZORITA	F7	2,72	50	2,72	
	F14	2,72	50		
	F13	2,66	100		
	F16	2,69	100		

- Por último, en el plutón de Santa Cruz-Zorita se han diferenciado tres grupos para la modelización, en primer lugar las facies centrales que corresponden a migmatitas (F7) y monzogranitos con abundantes restitas (F14) con una densidad media de 2,72 g/cm³, en segundo lugar, monzogranitos (F13) que ocupan la zona intermedia del plutón con una densidad media de 2,66 g/cm³, y por último las granodioritas biotíticas externas (F16) con una densidad de 2,69 g/cm³. En la modelización gravimétrica se han mantenido estos tres grupos, dado su contraste de densidad.

Como comprobación de los resultados analíticos, hay que señalar que del total de 293 muestras medidas, se han duplicado 27, lo que representa un chequeo del 9,21% de las muestras, y el error medio cuadrático obtenido es aceptable ($Emc = \pm 0,029$), confirmando la bondad de las medidas.

4.4. Interpretación del mapa de anomalías residuales de Bouguer

El mapa de anomalías residuales de Bouguer (figura 30) constituye un documento de gran utilidad cuya interpretación combinada con la cartografía geológica (figura 3) y el mapa de lineamientos sobre la Imagen Landsat TM (figura 16) de la zona de estudio, ofrece la posibilidad de profundizar e incrementar en el conocimiento geológico.

En primer lugar, los tres documentos muestran un buen grado de correlación, de tal forma que, los materiales correspondientes a diferentes litologías (granitos, materiales paleozoicos y CEG), muestran diferencias en la respuesta gravimétrica. Igualmente, las trazas de lineamientos observados en la Imagen Landsat TM (figura 16), tienen una buena correspondencia con las alineaciones de gradientes gravimétricos principales.

Las alineaciones de gradientes principales de dirección NO-SE y NE-SO (figura 30), confieren a la zona una estructuración en unidades o bloques irregulares de forma aproximadamente romboidal. Estas alineaciones son por otra parte, muy claras en la interpretación de la Imagen Landsat. La existencia de otras alineaciones gravimétricas menores, de dirección semejante, reflejan una estructuración más compleja, que probablemente sirve para explicar el emplazamiento y deformación diferencial de algunos granitos, u pueden ser útiles en la exploración de determinados yacimientos e indicios minerales.

90

Esta estructuración “romboidal” está a su vez perturbada por una dislocación en dirección N-S, observable principalmente en la zona NE del mapa de anomalías residuales de Bouguer (ver también mapa de lineamientos), de gran importancia regional. Esta alineación N-S está condicionando la estructura principalmente al E de la zona de estudio, hecho que queda también reflejado en la interpretación del mapa aeromagnético (Mapa Residual) de la Península Ibérica a escala 1/1.000.000 (Ardizzone *et al.*, 1989) en el que los autores interpretan la existencia de dislocaciones magnéticas principales en dirección NNE-SSO, así como en direcciones N-S y NNO-SSE en las proximidades, al este y al oeste de la zona de estudio.

La estructuración del área en unidades facilita la descripción e interpretación del mapa de anomalías residuales de Bouguer, de forma que, en un análisis de detalle, podemos establecer las siguientes unidades (figura 30):

La **unidad A** corresponde a un mínimo gravimétrico generado por la deficiencia de masa asociada a los materiales graníticos del plutón de Trujillo. Esta unidad está delimitada por las alineaciones gravimétricas NE-SO al sur, NO-SE al oeste y por la alineación N-S al este. Las curvas isonómalas definen un mínimo con elongación en dirección N-S y con inflexión en el extremo norte hacia el NO.

Posicionalmente, el afloramiento granítico del plutón de Trujillo se sitúa en la zona centro-oriental y meridional de la unidad, desplazado con respecto al mínimo gravimétrico que genera. Este hecho sugiere una prolongación importante de las rocas graníticas subsuperficialmente, de forma no aflorante y hacia el NO, en donde probablemente adquiere una mayor profundización.

Tanto en el mapa de anomalías residuales (figura 30), como en la Imagen Landsat (figura 16), se definen alineaciones gravimétricas y tectónicas (NE-SO y ONO-ESE), que coinciden con las direcciones anteriormente mencionadas y que corresponden a grandes rasgos con los sistemas de fracturación que se desarrollan en el plutón (véase capítulo 2) y que han sido aprovechados por los diques de microgranitos aplíticos y filones de cuarzo observados en el campo.

La **unidad B**, aunque se sitúa en el extremo NO del mapa de anomalías residuales de Bouguer, marca el inicio de un gran mínimo gravimétrico, que está generado por los materiales de menor

densidad que forman el Batolito de Cabeza de Araya, cuyo núcleo principal está situado al NO de la zona de estudio y se encuentra flanqueado por alineaciones gravimétricas NO-SE y NE-SO.

Audrain *et al.* (1989) y Vignerese (1995 a y b) apuntan la existencia de dos mínimos gravimétricos relativos (fuera del área de estudio), relacionados con dos zonas de enraizamiento localizadas en los bordes NE y SO del batolito, dispuestas de forma simétrica con respecto al centro del plutón. Estas zonas representan para los autores, conductos de alimentación magmáticos sin embargo, esta misma disposición de anomalías en el plutón de Trujillo corresponde probablemente a una diferenciación de facies de menor densidad.

Un hecho importante es que al este del batolito de Cabeza de Araya y fuera de él, hay que destacar la existencia de dos mínimos (B', B'' y B''' - figura 30), que pueden estar señalando la posición de alguna cúpula granítica no aflorante, en los materiales del CEG, cuya importancia desde el punto de vista metalogénico se resalta en el capítulo 5 de modelización gravimétrica.

La **unidad C** (figura 30) corresponde a una zona de mínimo gravimétrico, centrado posicionalmente en el plutón de Albalá y limitado como en los casos anteriores por alineaciones gravimétricas NE-SO y NO-SE, que conforman una estructura romboidal. Las curvas isoanómalas presentan una morfología semejante a la de la unidad A (Trujillo), de tendencia N-S, e inflexión de las curvas hacia el NO, con gradientes muy suaves en esa dirección.

En esta unidad C se reconocen dos zonas separadas por una alineación importante de dirección NE-SO, que corresponde con una importante zona de fractura en esa dirección. El sector noroeste del bloque corresponde al plutón de Albalá y presenta una anomalía mucho mayor, debido a sus dimensiones, y a su vez unos gradientes suaves en todas las direcciones excepto al sureste. Por el contrario, el sector suroriental de la unidad es de dimensiones más reducidas, presenta así mismo una anomalía menor y fuertes gradientes, y corresponde al plutón de Montánchez.

La diferente respuesta geofísica de los plutones de Albalá y Montánchez, es desde un punto de vista geológico muy razonable, ya que tanto las características petrológicas como estructurales son diferentes, y la zona de conexión entre ambos plutones se realiza a través de una zona de debilidad de dirección aproximada N-S, que correspondería con la zona de cizalla Magasca - Montánchez, descrita en el capítulo 2, en la que se encuentran facies leucograníticas, diques de aplitas y pegmatitas y mineralizaciones filonianas de casiterita, wolframita, apatito y uranio asociadas.

En la zona anómala C se define también un mínimo gravimétrico (C'), situado en el extremo SSO del bloque (figura 30 - ver también residuales de 4°, 5° y 6° grado en la figura 29) y que podría representar una apófisis granítica no aflorante, ligada al plutón de Albalá y que además se situaría próxima a los filones de cuarzo con wolframita (indicios 32 y 33 - capítulo 2) de las proximidades de Casas de Don Antonio.

Desde el punto de vista estructural, hay que resaltar la coincidencia espacial de estos mínimos gravimétricos, en las unidades B y C que pueden corresponder a cúpulas ocultas relacionadas con la situación de "zonas de alta densidad de fracturas", obtenidas a partir del análisis de lineamientos en la figura 17. Estas zonas están definidas por la disposición de los máximos de frecuencia, densidad, y número de intersecciones de los mismos (figura 17_{2,3 y 4}). Por consiguiente, se confirma que hay una estructuración de la zona, probablemente en "bloques", cuyos límites, aunque irregulares, están marcados por esas zonas de alta densidad de fracturación, de orientación principal NO-SE y NE-SO, cuya confluencia puede tener gran interés, tanto desde un punto de vista estructural, como metalogénico.

Un buen ejemplo es la posición que ocupa la cúpula granítica de El Trasquilón (al sur de Cáceres). Se sitúa en la intersección de dos zonas de fractura. La primera de ellas de orientación NO-SE, es la que influye concretamente en los plutones de Cabeza de Araya y Albalá, y es en la zona de confluencia con la zona de fractura de orientación NE-SO (figura 17), donde se encuentra dicha cúpula. El hecho de que su aparición, sea precisamente en la zona de confluencia entre los lineamientos anteriormente mencionados, y que delimitan las unidades gravimétricas B y C, puede suponer una herramienta muy útil, de cara a la exploración minera de otros cuerpos de similares características. Por lo tanto, además de la importancia que tiene el control estructural de zonas de alta densidad de fractura, en la localización de estos cuerpos y consiguientemente de sus minerali-

zaciones asociadas (véase apartado 2.7.3), aquí, se resalta también el importante papel que puede desempeñar el método gravimétrico, en la búsqueda y localización de este tipo de yacimientos, en áreas específicas y con una malla adecuada.

La **unidad D** es una zona anómala de carácter negativo relativo, y está situada al SSO del mapa de anomalías residuales. Se encuentra limitada por alineaciones gravimétricas como las anteriores (NE-SO y NO-SE) y sobre la zona norte de los granitos cartografiados del área de Mérida. Al encontrarse en una zona de borde del mapa, no se observa su continuidad en la zona sur, pero si se puede deducir una conexión hacia el noreste con la anomalía que genera el plutón de Albalá (Unidad C). A este respecto hay que señalar que los granitos de dos micas de grano medio, que se sitúan al sur de la localidad de Carmonita pueden estar ligados a los granitos del área de Mérida (véase Figura 3), ya que el mínimo relativo D no podría explicarse únicamente por la existencia de materiales terciarios de menor densidad en la zona.

La **unidad E** corresponde a otra área anómala y se sitúa posicionalmente sobre el plutón de Alijares. Topográficamente se trata de un cuerpo intrusivo de gran relieve, constituido composicionalmente por cuarzodioritas, granodioritas, granitos aplíticos y leucogranitos, así como diques de granitos aplíticos (véase capítulo 2).

Esta unidad tiene una forma irregular, que probablemente está controlada, como en los casos anteriores, por las direcciones estructurales NO-SE y NE-SO, coincidentes con “zonas de alta densidad de fractura (lineamientos)”. En el caso de la unidad E, la estructuración tiene una componente muy clara de orientación NE-SO, como queda también reflejado en las figuras 8 y 16.

El mínimo gravimétrico situado en el centro de la unidad E se correlaciona, a grandes rasgos, con las facies de leucogranitos aplíticos y su forma elongada en dirección NE-SO, coincide con la orientación de uno de los lineamientos principales dentro de la zona de estudio que señala una importante zona de fractura. Este mínimo relativo, a su vez, está constituido por otro mínimo relativo de menor longitud de onda, situado al ENE del bloque, que coincide con la posición de otro lineamiento mayor, paralelo al anterior. Cabe interpretar que está señalando la posición de otras facies leucograníticas, en este caso no aflorantes.

En la modelización habrá que tener en cuenta que las facies de granodioritas biotíticas (Facies 16 en la Figura 3) que constituyen gran parte del complejo plutónico de Alijares-Zarza-Zorita no presentan un contraste de densidad demasiado alto con el CEG como para presentar una anomalía clara.

El máximo relativo que se observa en la parte central del bloque (E – figura 30), ocupa una posición muy interesante, tanto desde el punto de vista estructural, como metalogénico, pues se sitúa en las proximidades de un importante lineamiento de orientación NE-SO (figura 16). Éste coincide con una zona de alta densidad de fractura (figura 17), la cual a su vez, favoreció el emplazamiento del conjunto de diques de pórfidos graníticos y cuarzomonzoníticos de El Sextil, cuya importancia petrológica y metalogénica ya ha sido puesta de manifiesto en el capítulo 2.

Por otra parte, existen tanto en el mapa de anomalías, como en el mapa de anomalías residuales de Bouguer, una serie de zonas donde la complejidad en la interpretación es mucho mayor, ya que aún siendo de carácter negativo (mínimos relativos) no delimitan con precisión los cuerpos intrusivos sobre los que se sitúan. Se han denominado zonas anómalas de “carácter intermedio o mixto” (Zonas I, II y III - figura 30) y que responden a la existencia y superposición de fenómenos más difíciles de aislar.

La densidad es uno de los parámetros que puede explicar en parte la existencia de estas zonas de “carácter intermedio”. Las unidades II y III, se sitúan sobre los plutones de Zarza, Ruanes, Santa Cruz y Zorita, formados todos ellos por granodioritas y cuarzodioritas biotíticas, y es el bajo contraste de densidades entre estas facies y los materiales del CEG, lo que explicaría el carácter más difuminado de las anomalías.

Los plutones de Ruanes y Zarza de Montánchez, formados exclusivamente por cuarzodioritas y granodioritas (2,69 g/cm³ de densidad media - Tabla X -), al igual que la facies externa de Santa

Cruz - Zorita ($2,69 \text{ g/cm}^3$), presentan un contraste de densidad con los materiales del CEG ($2,72 \text{ g/cm}^3$) muy bajo, y prueba de ello es el carácter difuminado de las anomalías a las que dan lugar. Sin duda, otro condicionamiento del “carácter intermedio” de estas zonas anómalas, es la complejidad estructural, y el mejor ejemplo lo constituye la unidad I, situada posicionalmente sobre el plutón de Plasenzuela. Los materiales graníticos que constituyen el plutón de Plasenzuela, son granitos calcoalcalinos de tendencia aluminica, por lo que teóricamente deberían presentar una anomalía mejor definida, dado su considerable contraste de densidad con los materiales encajantes. Por lo tanto, el hecho de presentar estas características geofísicas no puede explicarse por su densidad, por lo que a priori, cabe interpretar como un posible desenraizamiento del plutón, lo que explicaría las pequeñas dimensiones de la anomalía, todo ello unido al fuerte condicionamiento estructural del área donde se sitúa. En los residuales derivados del ajuste de superficies de 5° , y 6° grado que tienden a enfatizar las anomalías menores (figura 29), se confirma en parte esta hipótesis. Esta zona presenta también una mayor complejidad estructural que las anteriores (zona de máximos de frecuencia de lineamientos – figura 17₂), y las intersecciones entre lineamientos gravimétricos y estructurales, de orientación NO-SE y NE-SO, confieren a la misma una verdadera estructuración en bloques romboidales. Por tratarse de un área de alta densidad de fractura, es idónea para la existencia de concentraciones minerales, tal es el caso, porque al oeste del plutón de Plasenzuela son numerosos los indicios extratolíticos de Ag-Pb-Zn, como ya ha quedado reflejado en el capítulo 2.

La interpretación de las anomalías gravimétricas separadas en zonas “romboidales” que compartimentan la zona, está de acuerdo y corrobora el modelo estructural propuesto en el capítulo 2, y es consistente con el último evento de transpresión prolongada (figura 15b) que afectó a la zona. La definición precisa de la geometría de los bloques y la localización de áreas favorables, como espacios abiertos en donde se pueda concentrar una determinada mineralización, se sale de los objetivos de esta Tesis, pero sin duda, estos patrones estructurales, confirmados con el método gravimétrico, pueden tener una importante aplicación futura en la exploración de yacimientos minerales en la región.

Por último, hay que hacer constar que en este trabajo, ha sido posible la integración de la información geofísica y geológica, junto con los datos aportados por la teledetección, para un mejor entendimiento de la geología global del área de estudio. En primer lugar, se ha cumplido uno de los objetivos señalados al inicio de este estudio, que era el de incrementar el conocimiento geológico del área. En segundo lugar, se resalta la influencia del control estructural sobre los diferentes intrusivos y por último, se resaltan los aspectos metalogénicos.

5. MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA

5.1. Introducción

La interpretación cuantitativa de las anomalías gravimétricas se ha realizado a lo largo de perfiles, obteniéndose una solución a partir de un proceso iterativo que comprende los siguientes pasos:

1. Suposición de un modelo inicial basado en la información geológica.
2. Cálculo de la anomalía teórica del modelo propuesto y comparación con los valores de la anomalía observada.
3. Modificación del modelo inicial y vuelta al paso anterior hasta conseguir el ajuste a la anomalía observada.

La contribución de los diferentes materiales al campo gravitatorio ha sido analizada según la modelización de varios perfiles regionales en $2^{1/2}D$ mediante el programa de ordenador GM-SYS (Versión 1.6). El método utilizado para el cálculo de la respuesta gravimétrica está basada en el método de Talwani *et al.*, 1959, el cual calcula en 2D, la contribución punto a punto de cada uno de los lados de los polígonos que simulan las características a modelizar, utilizando el algoritmo descrito en Won y Bevis, 1987. Los cálculos en $2^{1/2}D$ están basados en Rasmussen y Pedersen, 1979. GM-SYS utiliza un modelo terrestre plano en donde cada unidad estructural o bloque se extiende una cantidad determinada de forma perpendicular al perfil, asumiendo que existe topografía pero no curvatura de la tierra.

Para la modelización por lo tanto, se han asimilado los cuerpos geológicos a estructuras poligonales con un contraste de densidad determinado con respecto a su encajante, y se ha calculado la contribución de cada lado del polígono a cada punto del perfil. La anomalía calculada para cada punto es por tanto, la suma de la contribución de cada lado del polígono de cada uno de los polígonos definidos.

5.2. Modelos gravimétricos

Teniendo en cuenta los objetivos planteados en esta Tesis, así como la geología de la zona y el análisis realizado del mapa de anomalías residuales de Bouguer, se ha planteado la modelización de una serie de perfiles gravimétricos (figura 32). Éstos se sitúan sobre los principales cuerpos intrusivos, con el fin de estudiar su geometría en profundidad de forma individualizada, sin perder de vista la escala regional la cual aporta una visión de conjunto que permite estudiar por una parte, las relaciones entre los diferentes cuerpos intrusivos dentro del Batolito Central de Extremadura, y por otra, la relación de éstos con la estructura general de la zona y por último, su relación con las principales zonas mineralizadas.

Se plantearon en principio dos perfiles de carácter general PR1 y PR2, que atraviesan la zona de estudio de SO a NE y de NO a SE respectivamente y que se sitúan sobre los cuerpos intrusivos

aflorantes más importantes. Estos dos perfiles han sido complementados con otros cinco perfiles gravimétricos de diferentes orientaciones y longitud, en cuya elección han prevalecido diferentes factores como son:

- La obtención de una visión tridimensional de las intrusiones graníticas.
- La modelización de zonas en donde se tenían sospechas o evidencias de posibles granitos no aflorantes, generalmente éstos con grandes posibilidades metalogénicas.
- La modelización de determinadas relaciones geométricas entre masas plutónicas como son la conexión o desconexión entre ellas.
- La relación entre algunos cuerpos graníticos y la estructura general de la zona de estudio.

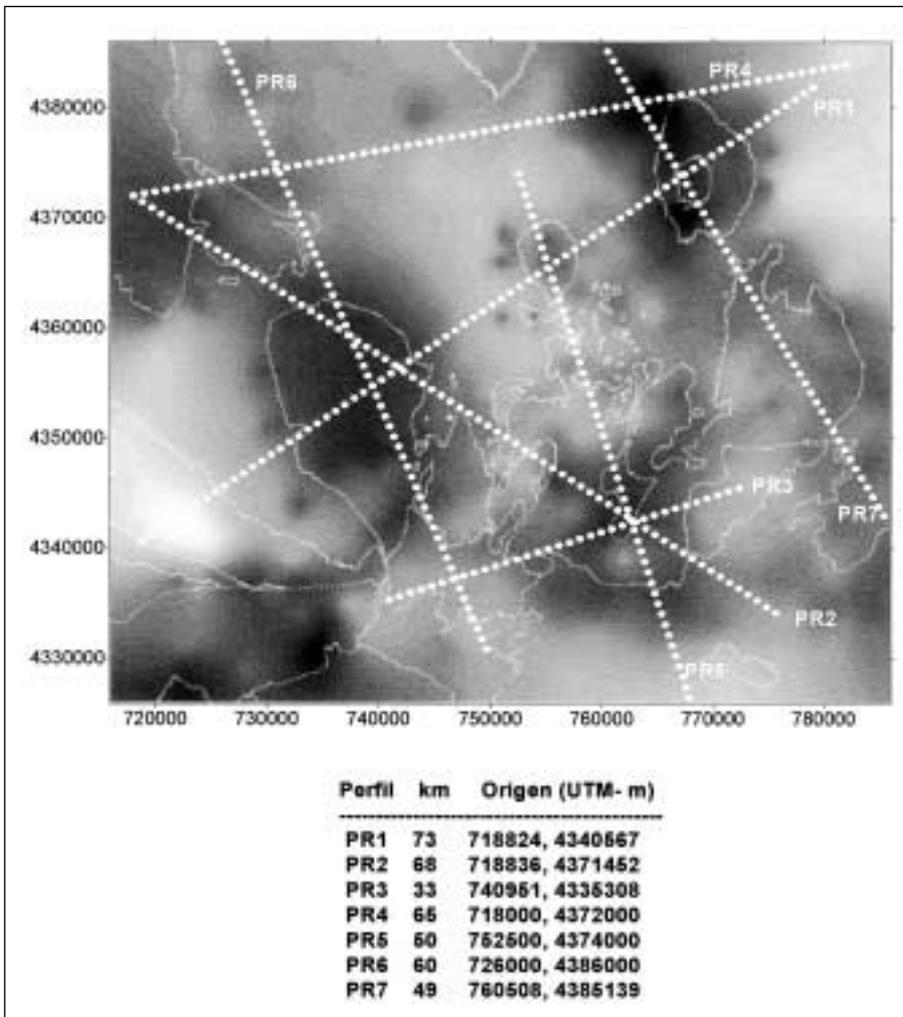


Figura 32. Posición y definición de los perfiles gravimétricos interpretados sobre el mapa de anomalías residuales de Bouguer y los contactos geológicos.

Esta modelización, por tanto, ha pretendido aportar una visión de conjunto de la zona de estudio sin perder la escala de detalle de algunos fenómenos, lo cual sin duda será de gran utilidad para la comprensión de algunos de los mecanismos de intrusión, y complementará la posible aplicación de este trabajo a la exploración de yacimientos minerales.

A continuación, se describen los perfiles gravimétricos modelizados uno por uno. El cálculo de los perfiles gravimétricos se ha realizado utilizando el programa de ordenador "Cálculo de perfiles", realizado por Gómez (inédito), de la Facultad de Ciencias Geológicas de la U.C.M. Este programa calcula el valor de la anomalía en los puntos especificados del perfil, indicando la coordenada origen y la distancia entre estaciones, como un media de los puntos próximos, es decir

tiene en cuenta no sólo los puntos del perfil, sino una anchura determinada que se especifica mediante el radio de búsqueda. En nuestro caso el número de estaciones de cada perfil, así como la coordenada origen, se especifica en la figura 32. La distancia entre estaciones (1.000 m) y el radio de búsqueda (5.000 m) ha sido el mismo para todos los perfiles.

En la modelización gravimétrica se ha tenido en cuenta la topografía de los diferentes perfiles, y en todos ellos se ha realizado un corte geológico interpretativo a partir de la cartografía geológica (Figura 3), en donde se deducen las primeras aproximaciones al modelo correspondiente, asig-

nando una densidad global (Tabla X) a cada polígono definido. En segundo lugar, se ha hecho en algunos casos, una diferenciación de facies en función de la densidad de las mismas dentro de cada polígono, representando así posibles variaciones de las mismas y obteniendo un mejor ajuste de las anomalías observada y calculada a través del modelo.

5.2.1. Perfil I (PRI)

Se trata de un perfil de dirección SO-NE, por tanto, perpendicular a la principal directriz hercínica (NO-SE), marcada por la disposición de los materiales paleozoicos aflorantes de la Sierra de San Pedro. El Perfil tiene una longitud de 73 km con estaciones separadas 1000 m siendo su coordenada origen el punto X = 718824; Y = 4340567 (UTM m).

En este perfil gravimétrico se puede establecer la presencia de dos máximos laterales que lo delimitan al SO y al NE, con valores próximos a +15 y +8 mGal respectivamente, dos máximos centrales en torno a los +7 y +2 mGal y tres mínimos centrales que de SO a NE presentan valores de -10, -0,5 y -11 mGal respectivamente.

De la comparación con su corte geológico correspondiente, podemos observar que el máximo lateral más suroccidental se sitúa sobre los materiales paleozoicos de la Sierra de San Pedro. El perfil PRI corta en su origen de forma aproximadamente perpendicular al sinclinal paleozoico, formado por materiales a los cuales se les ha asignado una densidad global de $2,72 \text{ g/cm}^3$, igual a la de los materiales del GEG encajantes por lo que no debería presentar anomalía ninguna. El hecho de presentar una clara anomalía relativa positiva, se interpreta geológicamente, como la influencia de las rocas básicas interestratificadas en la serie paleozoica, que van a producir un considerable aumento de la densidad del conjunto ($2,78 \text{ g/cm}^3$) con respecto a los materiales del CEG. Por el contrario, los máximos centrales y el máximo nororiental se sitúan sobre materiales aflorantes del CEG.

Por otra parte, los mínimos gravimétricos presentes en el perfil, se sitúan sobre las diferentes intrusiones graníticas, así los dos mínimos mayores laterales se localizan sobre los cuerpos de Albalá al SO, y Trujillo al NE, mientras que el mínimo central de menor intensidad esta marcando la posición del stock de Plasenzuela. A estos cuerpos se les ha atribuido una densidad media global de $2,64 \text{ g/cm}^3$.

El modelo que se presenta en la figura 33, corresponde a la interpretación gravimétrica y geológica conjunta, de la geometría en profundidad de los diferentes cuerpos que justifican la anomalía observada con un error calculado de 0,4%. Se puede deducir que:

- Los materiales paleozoicos del sinclinal de la Sierra de San Pedro presentan un contraste de densidad suficientemente alto con las rocas encajantes del CEG, como para poder ser individualizados, debido a la presencia de rocas básicas interestratificadas en la serie, que producen un considerable aumento del contraste de densidad. Este sinclinal paleozoico se ha modelizado como un polígono asimétrico que podría alcanzar una profundidad de 1800 m.
- El granito de Albalá presenta una forma cónica con los contactos divergentes en la zona superficial y convergentes en profundidad, hasta que alcanza una profundidad máxima de 13 km, que justifica la anomalía observada. En detalle, se puede diferenciar una facies granítica, ligeramente más densa que las facies centrales ($2,66$ y $2,64 \text{ g/cm}^3$ respectivamente –véase Tabla X), que correspondería a la facies de granitos moscovíticos, la cual se dispone según el modelo, a modo de “facies de borde” del plutón.
- La zona que queda comprendida entre el margen SO de Albalá y el sinclinal paleozoico de la Sierra de San Pedro presenta un mínimo gravimétrico relativo, la cual sólo se puede justificar con la presencia de un cuerpo de baja densidad en profundidad. Después de múltiples interpretaciones se ha optado por añadir al modelo un cuerpo no aflorante, con la misma densidad que el plutón de Albalá ($2,64 \text{ g/cm}^3$), situado en su margen SO, y que hemos interpretado que puede estar situado a una profundidad comprendida entre 2 y

10 km, y su anchura en este corte es de 8-9 km. Geográficamente se localiza al SO de la localidad de Casas de Don Antonio, y geológicamente corresponde a una zona en la que se ha comprobado la existencia de numerosos diques de cuarzo con indicios de mineralización de Sn y W.

Aunque ésta no es la única interpretación posible, si parece la más lógica, partiendo de los datos geológicos que disponemos en superficie, como son la presencia de un ligero metamorfismo de contacto en la zona, así como la presencia de numerosos diques de cuarzo cartografiados en el área. De la importancia metalogénica de estas cúpulas graníticas no aflorantes ya se ha hecho referencia en la sección 4.4.

- El mínimo central del perfil, de menor intensidad, ha sido modelizado en el contexto de este perfil regional, como generado por un cuerpo de pequeñas dimensiones con una densidad media global de $2,64 \text{ g/cm}^3$ y se corresponde con el stock granítico de Plasenzuela. Según la interpretación gravimétrica ambos límites SO y NE buzan hacia el NE en la parte alta del plutón curvándose a una profundidad de 1,5 km el borde NE hacia el interior, alcanzando una profundidad máxima de 5 km.

El plutón de Plasenzuela se trata de un stock de gran interés metalogénico y su forma sesgada en el margen SO podría estar relacionada con una gran zona de fractura de dirección aproximada N-S situada al O del plutón y relacionada directamente con los indicios de Pb y Ag que en esa zona se sitúan.

- Por último, se ha modelizado el plutón granítico de Trujillo que es el responsable del mínimo gravimétrico situado en el margen nororiental del perfil. La anomalía que genera se encuentra desplazada hacia el O con respecto al afloramiento en superficie, como ya indicamos en el capítulo de interpretación, lo cual se confirma en la modelización.
- La masa granítica de Trujillo con una densidad media global de $2,64 \text{ g/cm}^3$ presenta unos contactos muy tendidos y divergentes en la parte alta (se prolonga no aflorante a lo largo de 4 y 8 km hacia el SO y NE respectivamente) llegándose a unir prácticamente hacia el SO con el plutón de Plasenzuela. Estos bordes pasan a ser convergentes a una profundidad media de 2 km, igual que en el caso del plutón de Albalá, alcanzando en este caso, una profundidad máxima de 14 km.
- En detalle, el perfil de ésta anomalía presenta una inflexión en la zona de mínimo que se correlaciona posicionalmente con la aparición en cartografía de las facies más leucocráticas del plutón (Facies 9 –véase Figura 3) Esta facies se ha muestreado y medido su densidad en laboratorio arrojando una densidad media de $2,61 \text{ g/cm}^3$, por lo que presenta un contraste suficientemente alto, como para ser tenida en consideración en la modelización gravimétrica. De esta forma, se ha introducido un nuevo polígono que la representa, con una forma de cono invertido semejante al polígono que la engloba y una profundidad máxima de 6,5 km.
- Algunos contactos entre los diferentes cuerpos graníticos, se interpretan como zonas de fractura, como puede verse en la figura 33.

5.2.2. Perfil 2 (PR2)

Se trata de un perfil de dirección NO-SE, paralelo aproximadamente a la principal directriz hercínica (NO-SE). El Perfil tiene una longitud de 68 km con estaciones separadas 1000 m siendo su coordenada origen el punto $X = 718836$; $Y = 4371452$ (UTM m). Se plantea este perfil como complementario al PR1, para la interpretación regional de la geometría en profundidad de los cuerpos intrusivos. Ambos perfiles PR1 y PR2 se cruzan sobre el plutón de Albalá a una distancia de 29 km sobre el inicio de ambos perfiles.

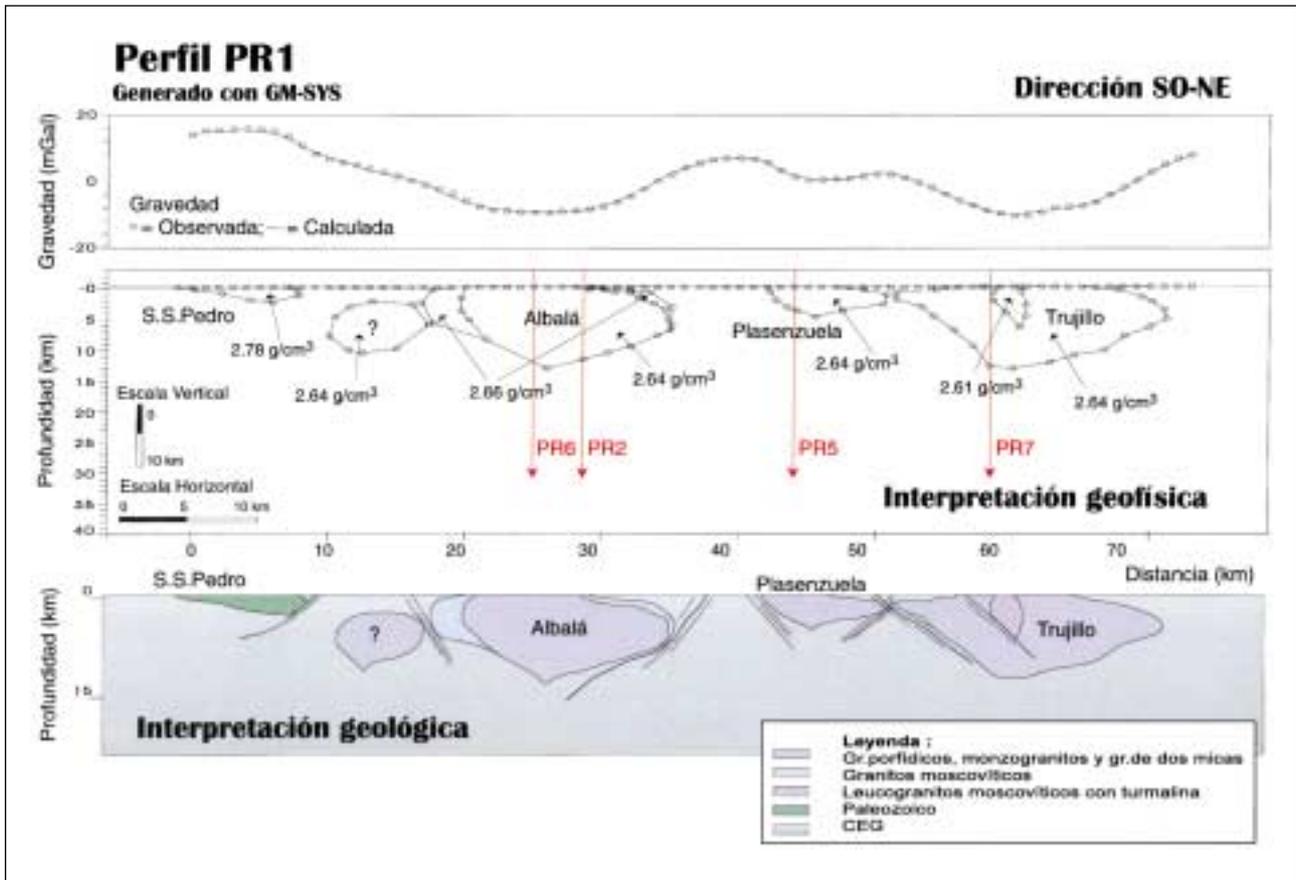


Figura 33. Modelos gravimétricos – Perfil PR1 (SO-NE).

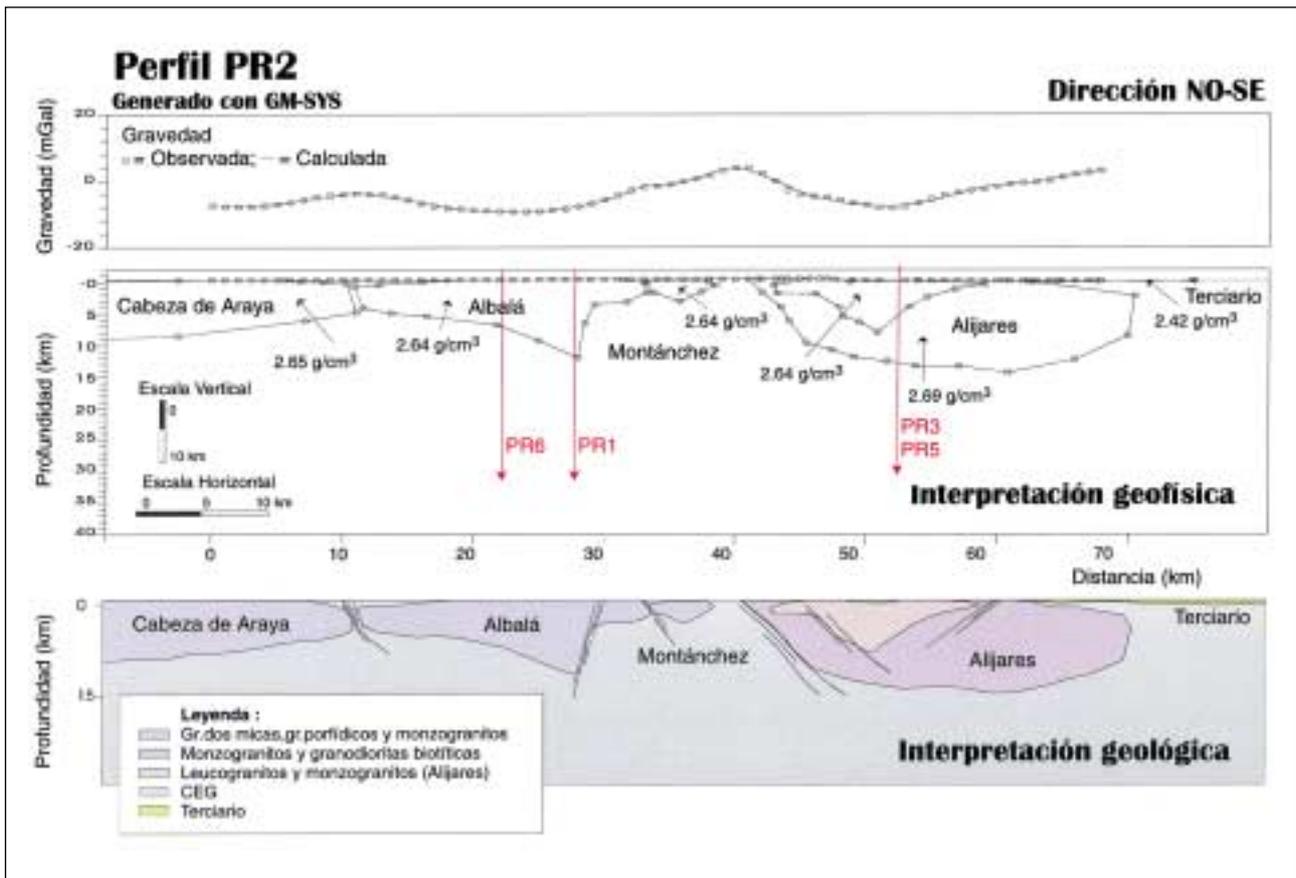


Figura 34. Modelos gravimétricos – Perfil PR2 (NO-SE).

En este perfil gravimétrico se puede establecer un máximo central en torno a los +4 mGal que separa los dos mínimos centro-laterales al NO y al SE representados por valores de -10 y -8 mGal respectivamente. Además, se observa otro mínimo situado entre el máximo central y el mínimo más noroccidental del perfil de -2 mGal.

De la comparación con su corte geológico podemos observar que, los mínimos gravimétricos presentes en el perfil se sitúan sobre las diferentes intrusiones graníticas, así los dos mínimos mayores laterales se localizan sobre los cuerpos de Albalá al NO y Alijares al SE, mientras que el mínimo central de menor intensidad está marcando la posición del plutón de Montánchez, no aflorante en el corte geológico correspondiente, pero si muy próximo a la situación del perfil.

El modelo de la figura 34 es el resultado de la interpretación geométrica en profundidad de los diferentes cuerpos que justifican la anomalía observada, el cual se ajusta bien (error 0,4%) a los datos observados. Se puede deducir lo siguiente:

- En primer lugar, se observa como el inicio del perfil en su extremo NO, está claramente bajo la influencia de la anomalía negativa que genera el batolito de Cabeza de Araya de modo que, se ha introducido un polígono con densidad $2,65 \text{ g/cm}^3$, que lo representa, simulando así este efecto.
- El plutón de Albalá, según este corte NO-SE presenta una forma asimétrica con respecto a su afloramiento, que se prolonga de manera subaflorante hacia el NO a través de un contacto muy tumbado. El plutón de Albalá queda prácticamente unido al batolito de Cabeza de Araya, separado por un corredor de aproximadamente 1-2 km, de ancho que simula una zona de fractura entre ambos cuerpos. Por el contrario, el contacto SE se encuentra verticalizado y ambos contactos son convergentes en profundidad alcanzando un máximo de 12 km. En este caso se ha optado por no diferenciar la facies más densa que en el PRI formaba una facies de borde, ya que en este perfil esta facies no aflora, y por lo tanto no se representa en el corte geológico.
- A continuación, se encuentra el mínimo gravimétrico relativo que hemos interpretado como la prolongación del plutón de Montánchez de forma subsuperficial hacia el NNO. Este perfil no corta al afloramiento granítico de Montánchez, pero se sitúa a escasos metros de su afloramiento, por lo que se ha optado en la interpretación por introducir un nuevo polígono con una densidad de $2,64 \text{ g/cm}^3$ que lo representa, muy próximo a la superficie y con una forma de los contactos convergentes en profundidad, hasta alcanzar un máximo de 3 km. Estos dos plutones Albalá y Montánchez, parecen estar separados por una zona de fractura de dirección NE-SO a NNE-SSO de la que se tiene constancia, tanto en la cartografía geológica, como en el análisis de lineamientos realizado sobre la Imagen Landsat TM.
- Por último, se ha modelizado la geometría del plutón granítico de Alijares que es el responsable del mínimo gravimétrico situado en el margen suroriental del perfil. Se han diferenciado en la masa granítica, dos facies de distinta densidad, las facies centrales que incluyen los monzogranitos biotíticos (facies 13 – Véase Figura 3) y los leucogranitos (facies 9) con una densidad media global de $2,64 \text{ g/cm}^3$, y por otra parte las granodioritas biotíticas (facies 16) con una densidad de $2,69 \text{ g/cm}^3$. El contraste de densidad ($0,05 \text{ g/cm}^3$) entre ambas es suficientemente alto como para poder ser diferenciadas en la modelización gravimétrica.
- La masa granítica es de grandes dimensiones, con el contacto NO convergente hacia el interior del plutón mientras que el contacto SE se dispone tumbado y de forma subsuperficial se extiende aproximadamente 8 km en esta dirección. Este mismo contacto a una profundidad de 2 km converge hacia el centro del plutón, confiriéndole un aspecto redondeado con una profundidad máxima de 14,5 km.
- En detalle, esta anomalía y en la zona más baja de la curva, presenta una inflexión, que igual que en el caso del plutón de Trujillo, se correlaciona posicionalmente con la aparición de

las facies más leucocráticas del plutón (Facies 9 y 13 - véase Figura 3). De esta forma, en la modelización gravimétrica se ha introducido un nuevo polígono que las representa con forma cónica y con contactos divergentes en la zona más superficial y convergentes en profundidad hasta un máximo de 8,5 km.

5.2.3. Perfil 3 (PR3)

Se trata de un perfil de dirección OSO-ENE, con una longitud de 33 km y estaciones separadas 1000 m, siendo su coordenada origen el punto X=740951; Y=4335308 (UTM m). Se plantea este perfil como complementario al PR2 para la obtención de una visión tridimensional del plutón de Alijares. El perfil PR3 corta al perfil PR2, a una distancia de 53,3 km sobre este último.

En el perfil gravimétrico se puede observar un único mínimo relativo con un valor de -10 mGal limitado en sus extremos SO y NE por dos máximos relativos situados próximos a +4 mGal.

La comparación con su corte geológico indica que el mínimo gravimétrico se localiza sobre la intrusión de Alijares, mientras que los máximos laterales se apoyan sobre materiales del CEG. El modelo de la figura 35 es el resultado de la interpretación de la geometría en profundidad de este plutón, cuya anomalía se ajusta a la anomalía observada con un error de 0,4%.

- El plutón de Alijares presenta una forma como la que se puede observar en la figura 35, que se prolonga de forma subaflorente ligeramente hacia el ENE, mediante un contacto tumbado y divergente. Por el contrario, el contacto OSO se trata de un límite convergente y verticalizado en superficie, ambos son convergentes en profundidad alcanzando un máximo de 13 km.
- En este caso igual que en el perfil PR2, se ha optado por diferenciar una facies menos densa que forma el centro del plutón, e incluyen los monzogranitos biotíticos (facies 13 – Véase Figura 3) y leucogranitos (facies 9) con una densidad media global de 2,64 g/cm³. Esta zona central del plutón se ha modelizado con una forma semejante a la facies de granodioritas biotíticas (facies 16) y hasta una profundidad máxima de 6 km.

5.2.4. Perfil 4 (PR4)

Se trata de un perfil de dirección OSO-ENE, subparalelo al perfil PR3, situado al norte de la zona de estudio. Tiene una longitud de 65 km y estaciones separadas 1000 m, siendo su coordenada origen el punto X = 718000; Y = 4372000 (UTM m). Se plantea este perfil con el objetivo de obtener por una parte, una visión tridimensional del plutón de Trujillo complementando así la interpretación del perfil PR1 y por otra, para modelizar las posibles apófisis graníticas situadas al norte de la zona de estudio, en relación con el granito de Cabeza de Araya. Estas posibles apófisis están evidenciadas por pequeñas anomalías de carácter aislado que se sitúan en esta zona. El PR4, comienza muy próximo al inicio del PR2 y termina muy próximo al final del PR1, de modo que se apoya en estos dos puntos y a su vez es cortado por los perfiles PR6 y PR7 (figura 32).

El perfil comienza con un pequeño mínimo gravimétrico seguido de una sucesión de máximos y mínimos relativos menores, para dar paso al final del perfil, a un mínimo gravimétrico mayor situado en torno a los -14 mGal.

El modelo de la figura 36 es el resultado de la interpretación de la geometría en profundidad, de una serie de polígonos que justifican la anomalía observada, siendo el error de ajuste de 0,7% a los datos observados. El mínimo gravimétrico mayor, situado al final del perfil, se corresponde con la anomalía que genera el plutón de Trujillo, mientras que la sucesión de máximos y mínimos precedentes en el perfil, corresponden según la modelización realizada, con una serie de apófisis graníticas subaflorentes separadas del batolito de Cabeza de Araya, probablemente a través de una serie de zonas de fracturación subparalelas y de dirección norteadas.

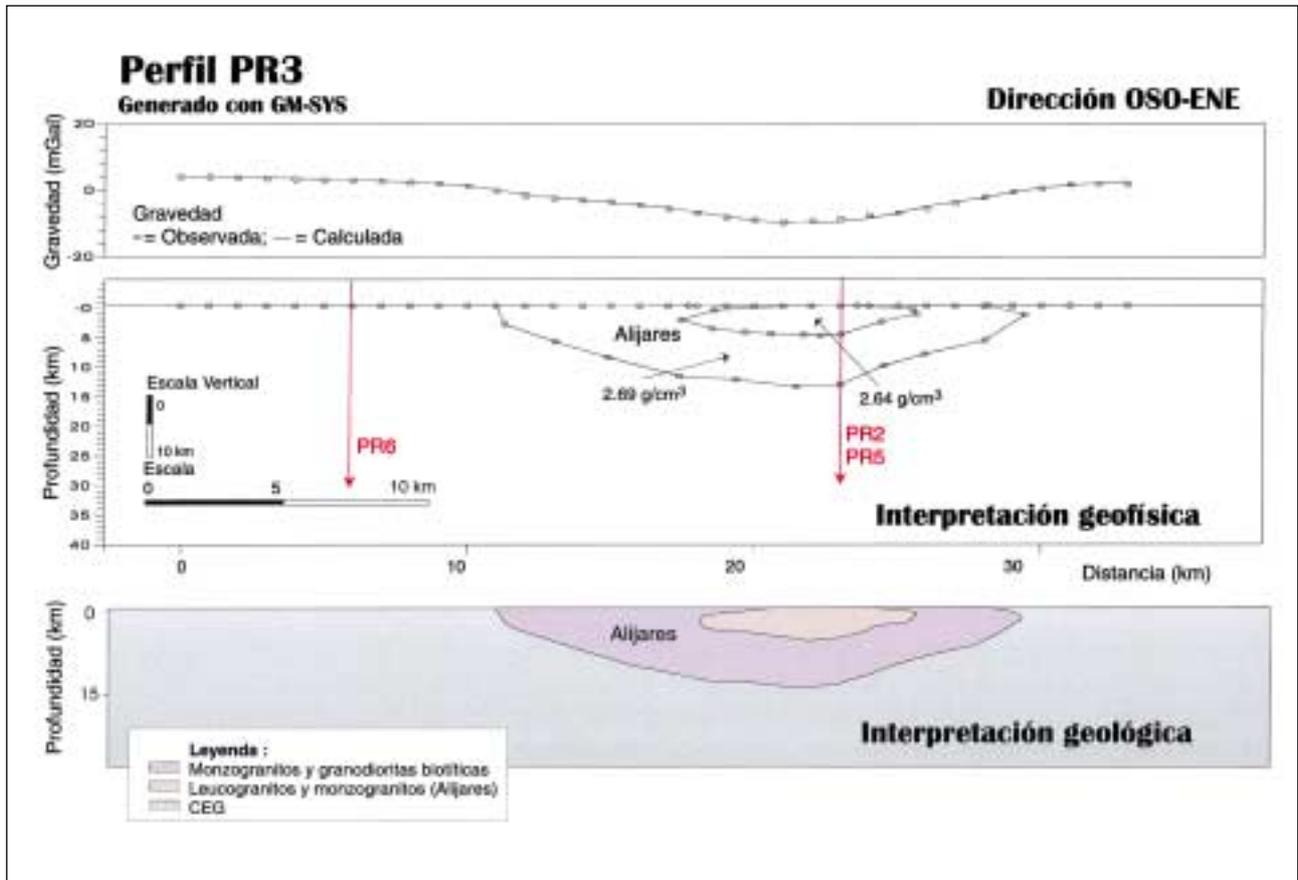


Figura 35. Modelos gravimétricos – Perfil PR3 (OSO-ENE).

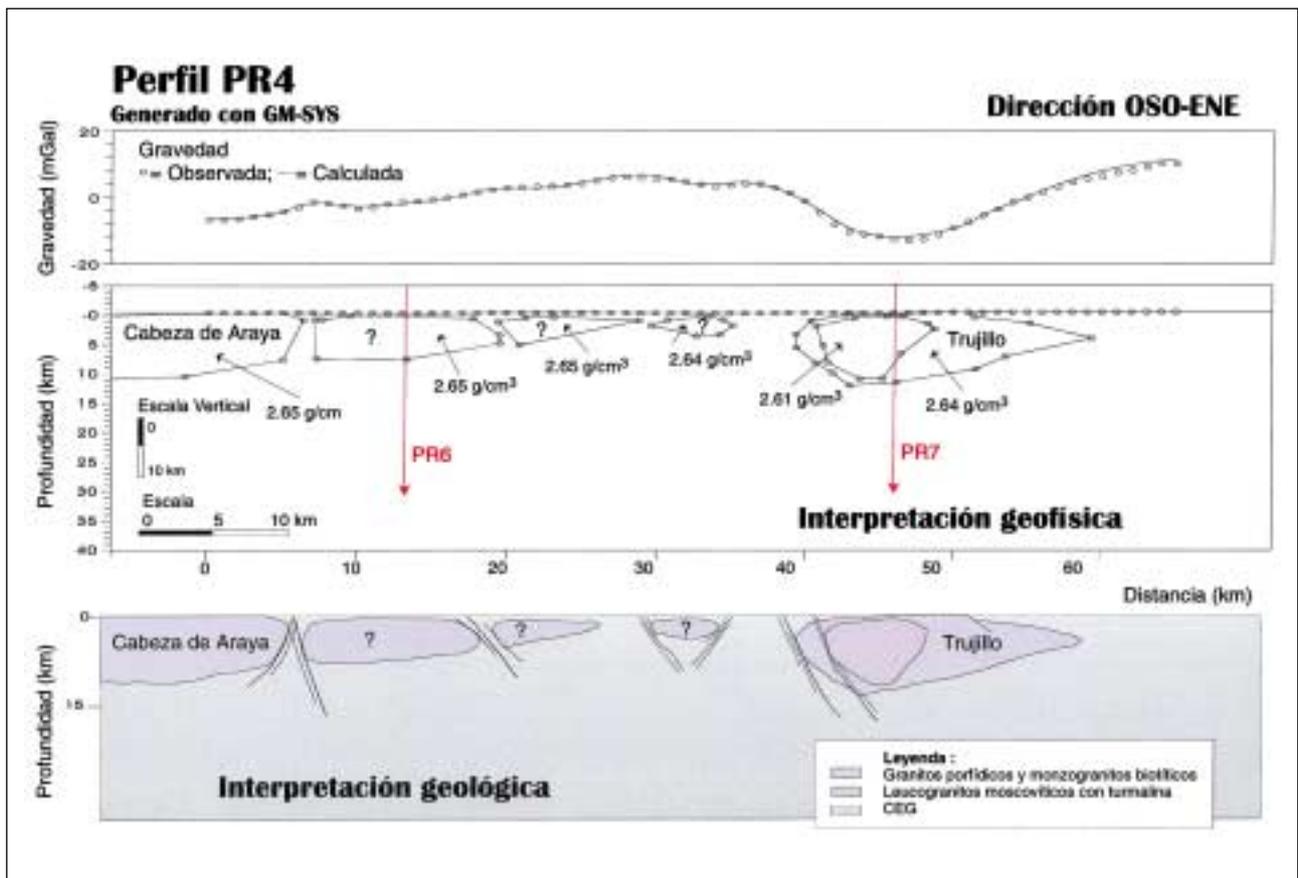


Figura 36. Modelos gravimétricos – Perfil PR4 (OSO-ENE)

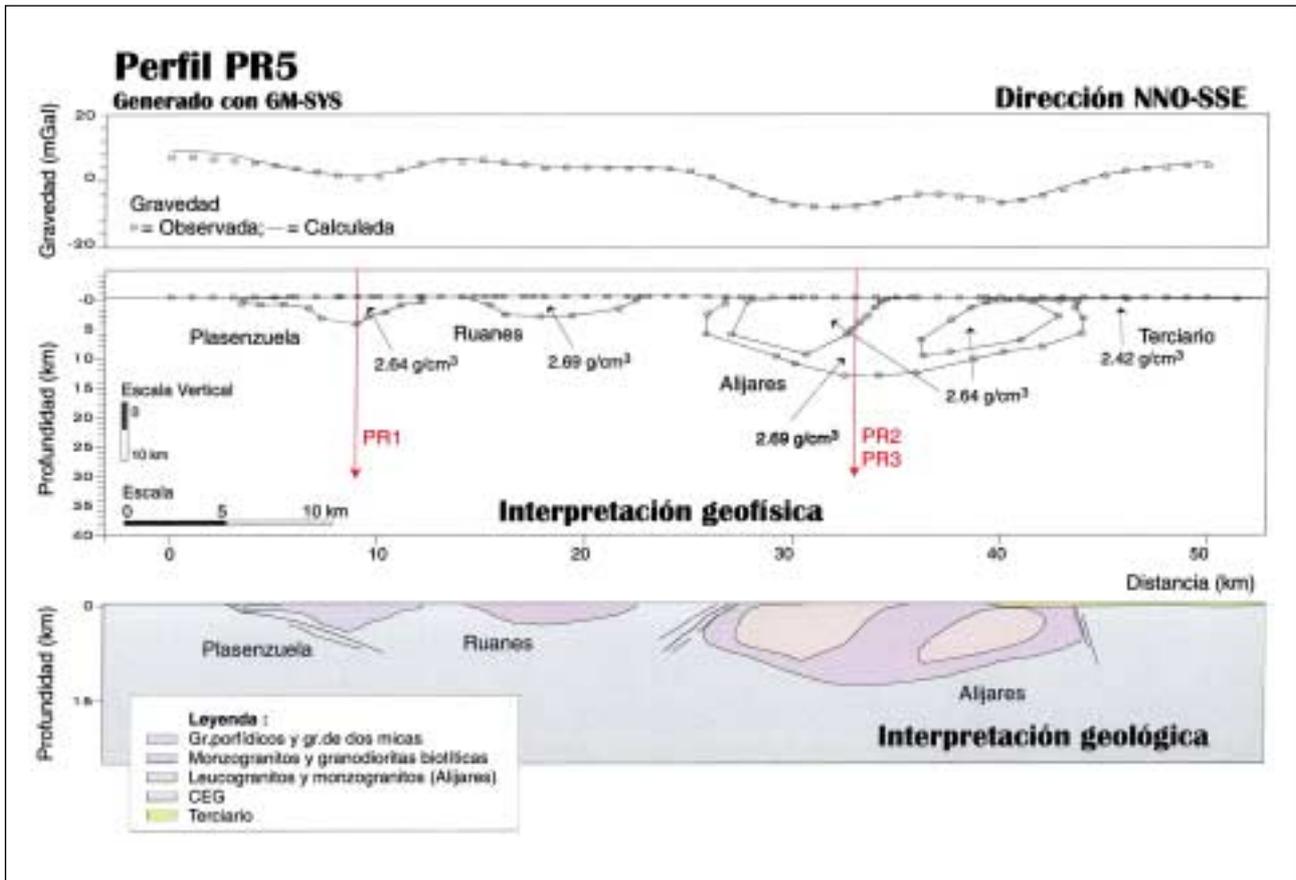


Figura 37. Modelos gravimétricos – Perfil PR5 (NNO-SSE)

- El plutón de Trujillo se ha modelizado a partir de dos polígonos igual que el perfil PR1. La masa granítica con una densidad media global de $2,64 \text{ g/cm}^3$ presenta unos contactos muy tendidos y divergentes en la parte alta, prolongándose de forma no aflorante a lo largo de 6 km hacia el O y 8 km hacia el E. Estos bordes pasan a ser convergentes a una profundidad media de 2 km, alcanzando una profundidad máxima de 12 km.
- La zona más baja dentro de este mínimo, se ha correlacionado con la presencia de las facies centrales más leucocráticas del plutón en el perfil PR1, aunque en este caso no son aflorantes y se sitúan en esta zona, por comparación de los resultados obtenidos para el perfil PR1. A estas facies centrales (Facies 9 - véase Figura 3) se les ha asignado una densidad de $2,61 \text{ g/cm}^3$, introduciendo un nuevo polígono que la representa, con una forma de cónica invertida, semejante al polígono que la engloba, en este caso con una profundidad máxima de 11 km.
- La zona oeste del perfil gravimétrico está caracterizada por una sucesión de mínimos y máximos relativos los cuales son de difícil interpretación. En la modelización se ha optado en primer lugar, por la introducción de un polígono de grandes dimensiones en la zona más occidental del perfil que simule la influencia del batolito de Cabeza de Araya, con una densidad de $2,65 \text{ g/cm}^3$ y una profundidad de unos 10 km. De esta forma estamos en disposición de poder modelizar las anomalías menores dispuestas en torno a esta mayor.
- En la interpretación de las anomalías menores cabe dos posibilidades; en primer lugar, optar por una prolongación del batolito de Cabeza de Araya de forma subsuperficial hacia el este, a modo de apuntamiento subhorizontal del batolito a lo largo de unos 20 km. En segundo lugar, cabe modelizar estas pequeñas anomalías, como cuerpos aislados separados por corredores de fractura de dirección nortada, y es por esta última opción por la que nos hemos inclinado debido fundamentalmente, al aspecto aislado que presentan estas anomalías en el mapa de anomalías residuales de Bouguer, así como por los datos geológicos superficiales.

- De esta forma, se han introducido tres polígonos de densidad 2,65, 2,65 y 2,64 g/cm³ respectivamente, subaflorescentes y muy próximos a la superficie con una profundidad máxima de 7,5 km, 5,5 km y 4 km respectivamente y con la forma que se observa en el perfil de la figura 36. Debido a que no se puede descartar ninguna de las dos interpretaciones citadas anteriormente, se ha realizado la modelización del perfil PR6 como apoyo, que como se verá más adelante, corrobora, junto con los datos geológicos, esta última interpretación.
- Los apuntamientos graníticos situados en el centro del perfil estarían relacionados en superficie, con los diques de pórfidos graníticos en forma de “v” que se sitúan en la zona norte-central del mapa geológico (Figura 3). Este es otro argumento a favor de esta modelización, ya que este dique en superficie puede sugerir la existencia de un granito en profundidad con el que podría estar relacionado.

La importancia de la modelización de este perfil se desprende precisamente de la existencia de una serie de apuntamientos en profundidad, los cuales en general, y como ya hemos apuntado, son de gran importancia metalogénica. Además la detección y posible modelización de éstos constituye uno de los objetivos parciales de esta Tesis como pauta en la futura exploración de yacimientos minerales del área.

5.2.5. Perfil 5 (PR5)

Se trata de un perfil de dirección NNO-SSE, con una longitud de 50 km y estaciones separadas 1000 m, siendo su coordenada origen el punto X = 752500; Y = 4374000 (UTM m).

Este perfil se plantea con el objetivo de obtener una visión tridimensional de los plutones de Alijares y Plasenzuela, complementando así la información generada por la interpretación de los perfiles PR2 y PR3 en el caso del plutón de Alijares, y del PR1 en el caso del plutón de Plasenzuela. Con la modelización de este perfil, se ha pretendido también arrojar algún dato sobre la zona comprendida entre ambos plutones, correspondiente a lo que Castro (1984) definió como el “Plutón Ciego de Ruanes”. Esta zona está caracterizada en la cartografía geológica, como una zona de apuntamientos graníticos de composición granodiorítica, la cual se refleja en el mapa de anomalías residuales de Bouguer, como un área de características “intermedias” y de difícil interpretación.

En este perfil gravimétrico se puede establecer una sucesión de máximos y mínimos relativos, que de norte a sur y fruto de la comparación con su corte geológico correspondiente, podemos asignar a los plutones graníticos de Plasenzuela, Ruanes (supuestamente) y Alijares. Los máximos laterales al N y al S, con valores próximos a +7 y +5 mGal respectivamente, se sitúan sobre materiales del CEG al norte y sobre materiales Terciarios al Sur.

La interpretación de la geometría en profundidad de los cuerpos intrusivos que justifican la anomalía observada (error 0,7%) es la que se presenta en el modelo de la figura 37 y se puede deducir que:

- El mínimo situado en la zona norte del perfil, que a su vez se ha analizado ya en el perfil PR1, se sitúa sobre el plutón de Plasenzuela. Éste se ha modelizado como generado por un cuerpo de pequeñas dimensiones con una densidad media global de 2,64 g/cm³. Según la interpretación gravimétrica y de acuerdo con las observaciones geológicas, el contacto sur se encuentra verticalizado, mientras que el contacto norte buza más suavemente. Por esta razón que el cuerpo se extiende de forma subsuperficial en esta dirección sobre una longitud de 1,5 km. En profundidad (1 km) el contacto norte se curva hacia el interior del plutón y alcanza una profundidad máxima de 4 km.
- La zona de carácter intermedio que produce únicamente una pequeña inflexión en la zona central-norte (alrededor de los 20 km) en el perfil gravimétrico, se ha modelizado como producido por un cuerpo de pequeñas dimensiones y bajo contraste de densidad (densidad = 2,69 g/cm³) con el encajante, lo que justifica el “carácter intermedio” de la anomalía que

presenta. Los contactos del polígono modelizado son convergentes en profundidad y alcanza una profundidad máxima de 3 km.

- Por último, se ha modelizado el plutón granítico de Alijares que es el responsable del mínimo gravimétrico situado en el margen sur del perfil. Se han diferenciado en la masa granítica dos facies de diferente densidad, como ya hemos señalado en la interpretación de los perfiles PR2 y PR3. Las facies centrales que incluyen monzogranitos biotíticos (facies 13) y leucogranitos (facies 9) con una densidad media global de $2,64 \text{ g/cm}^3$, y contrastan con la facies externa (granodioritas biotíticas - facies 16), que tienen una densidad de $2,69 \text{ g/cm}^3$.
- La masa granítica restante es de grandes dimensiones, con el contacto norte verticalizado en superficie y convergente en profundidad, mientras que el contacto sur se dispone tumbado y de forma subsuperficial se extiende aproximadamente 5 km en esta dirección, por debajo de los materiales terciarios aflorantes al sur del perfil. Este mismo contacto a una profundidad de aproximadamente 6 km converge hacia el centro del plutón el cual alcanza una profundidad máxima de 13,5 km.
- En detalle, esta anomalía y en la zona mas baja de la curva, presenta una inflexión que da lugar a un máximo relativo central con dos mínimos laterales, uno de los cuales (el situado más al norte), se correlaciona posicionalmente con la aparición en cartografía de las facies más leucocráticas del plutón (Facies 9 y 13 - véase Figura 3). El otro mínimo lateral, por extrapolación, también se ha correlacionado con estas facies que estarían según el modelo, ocultas por los materiales terciarios anteriormente mencionados. De esta forma, en la modelización se han introducido dos nuevos polígonos, que representan estas facies más leucocráticas y que se disponen de forma aproximadamente simétrica con respecto al centro del plutón, y con una tendencia a converger hacia los 10 km de profundidad.

5.2.6. Perfil 6 (PR6)

Se trata de un perfil de dirección NNO-SSE, con una longitud de 60 km y estaciones separadas 1000 m, siendo su coordenada origen el punto $X = 726000$; $Y = 4386000$ (UTM m).

Este perfil se ha elegido para la modelización completa y tridimensional del plutón de Albalá, complementando así a los perfiles PR1 y PR2. Además, para complementar y apoyar la hipótesis generada en la modelización del perfil PR4 sobre las apófisis graníticas situadas al noroeste de la zona de estudio, en relación con el granito de Cabeza de Araya, y evidenciadas por pequeñas anomalías de carácter aislado que se sitúan en esta zona.

Se puede observar (figura 38) que este perfil comienza con una sucesión de dos mínimos de -2 y -4 mGal respectivamente y dos máximos gravimétricos de $+2$ y $+1$ mGal que dan paso a un gran mínimo de -10 mGal situado en la parte sur del perfil. En la figura 38 se presenta la interpretación de la geometría en profundidad de los cuerpos que justifican la anomalía observada (error 2,1%) y se puede deducir que:

- En la interpretación de este perfil se ha optado, igual que en el PR4, por la opción de modelizar esta sucesión de mínimos como cuerpos aislados separados por corredores de fractura de dirección norteadas. Se han introducido dos polígonos de densidad $2,65 \text{ g/cm}^3$, subaflorantes y muy próximos a la superficie, con una profundidad de 6,5 km y 8 km respectivamente. El segundo de los polígonos del perfil PR6, corresponde con la apófisis más próxima al batolito de Cabeza de Araya modelizada en el perfil PR4, y se confirma la separación de estos cuerpos, por la extensión lateral introducida al polígono (3 km).
- El mínimo generado por el plutón de Albalá, que ya se ha analizado en los perfiles PR1 y PR2, presenta según este corte NNO-SSE, una forma con contactos divergentes en superficie y convergentes en profundidad, con una profundidad máxima de 8,5 km que justifica la

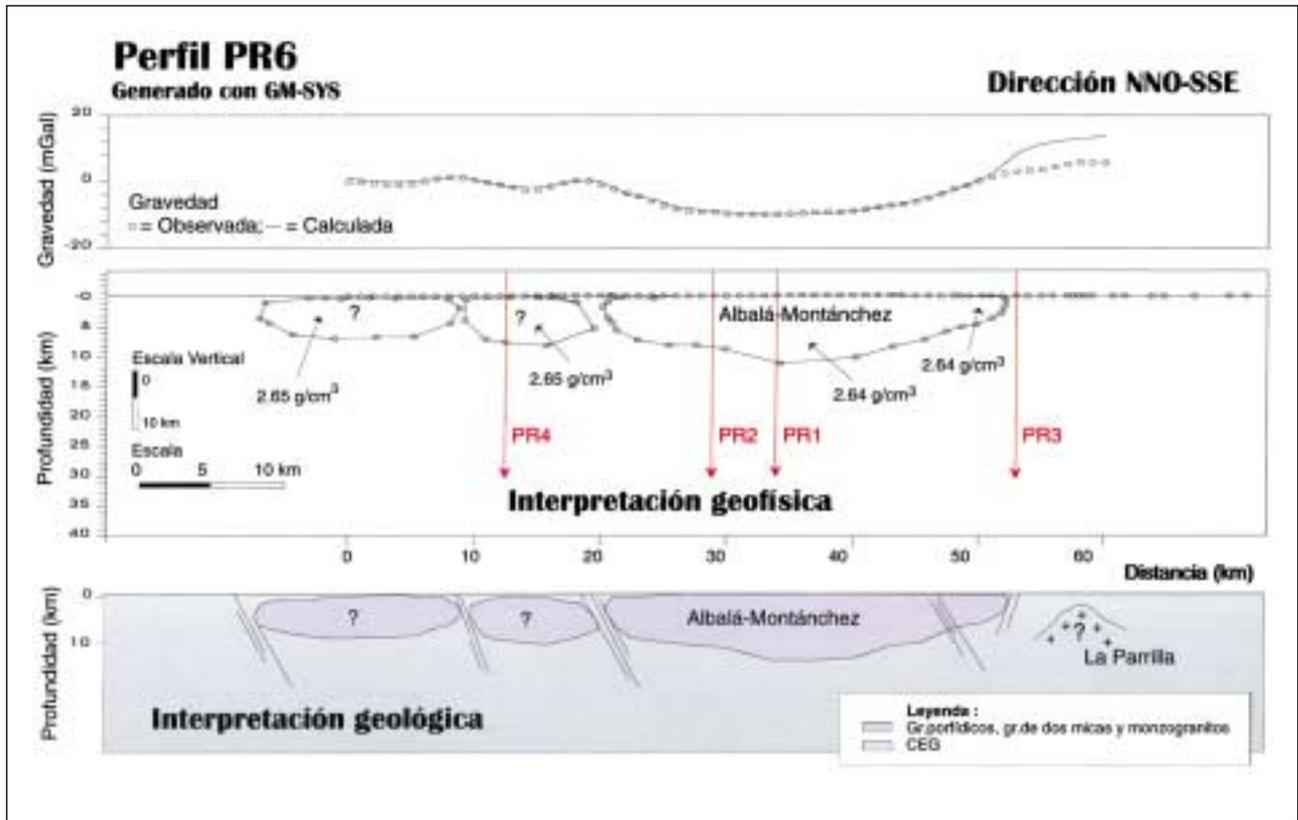


Figura 38. Modelos gravimétricos – Perfil PR6 (NNO-SSE)

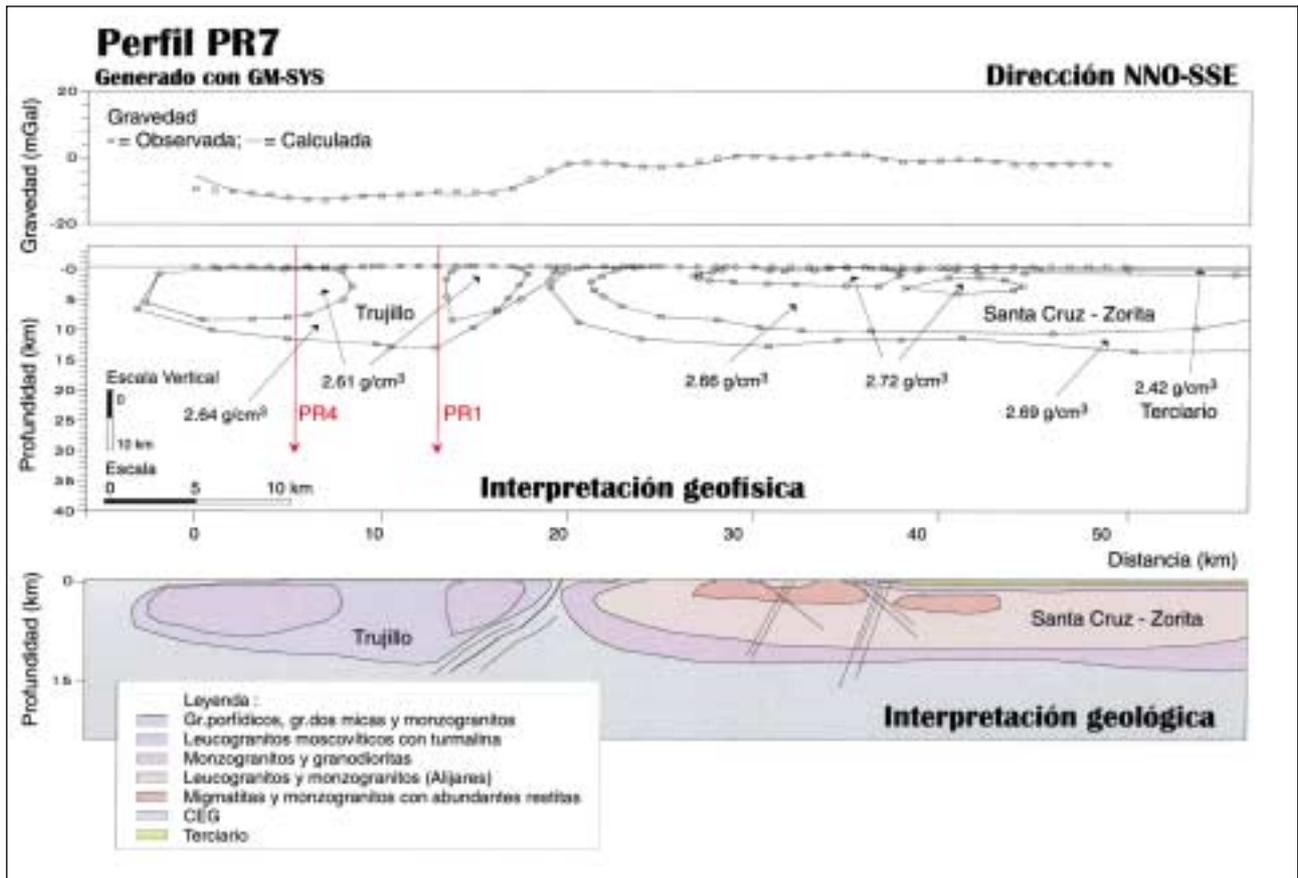


Figura 39. Modelos gravimétricos – Perfil PR7 (NNO-SSE)

anomalía observada. En este caso, igual que en el perfil PR2, se ha optado por no diferenciar la facies más densa que en el PR1 formaba una facies de borde ya que en este perfil tampoco aflora.

- La parte sur del mínimo gravimétrico se sitúa sobre el plutón de Montánchez, por lo que se ha optado en la interpretación, por introducir un nuevo polígono con una densidad de $2,64 \text{ g/cm}^3$ que lo representa, en este caso aflorante y con una forma de los contactos, al igual que en el perfil PR2, convergentes en profundidad hasta alcanzar un máximo de 4 km.
- Por último hay que mencionar el desajuste del modelo hacia la zona sur del perfil, el cual se puede justificar, bien por la influencia en esta zona del plutón de Alijares, muy próximo al perfil, o bien por la existencia de materiales menos densos en esta zona desligados del plutón de Alijares. Por una parte el polígono correspondiente al plutón de Alijares no se ha querido introducir en el modelo (como hemos hecho en el caso de Cabeza de Araya en los perfiles PR2 y PR4), debido a la falta de datos respecto a su afloramiento ya que esta falta de datos, podría introducir un grado alto de subjetividad al modelo final. Por otra parte, la posibilidad de que el desajuste del modelo se justificara por la existencia de materiales menos densos desligados del plutón de Alijares, que estuviesen en relación con alguna cúpula granítica no aflorante, podría confirmar la hipótesis, de que la mineralización de Sn-W de la mina de La Parrilla, estuviera relacionada con un granito en profundidad (Gumiel, 1984), ya que el extremo SSE del perfil se sitúa sobre esta zona minera. No obstante, la confirmación de ésta hipótesis requeriría un trabajo de exploración de más detalle, con la realización de una gravimetría minera en dicha zona.

5.2.7. Perfil 7 (PR7)

Se trata de un perfil de dirección NNO-SSE, con una longitud de 49 km y estaciones separadas 1000 m, siendo su coordenada origen el punto $X = 760508$; $Y = 4385139$ (UTM m).

El objetivo de la modelización de este perfil es doble; por una parte, se modeliza para dar una visión completa del plutón de Trujillo, apoyándose en los resultados de la interpretación de los perfiles PR1 y PR4. Por otra parte, la modelización de este perfil está encaminada a resolver la compleja geometría del intrusivo de Santa Cruz-Zorita, que se refleja en el mapa de anomalías residuales de Bouguer, como una zona anómala de “carácter intermedio”, producto de su compleja disposición de facies y composición de las mismas (monzogranitos, granodioritas, leucogranitos migmatitas y facies graníticas con abundantes restitas).

En este perfil gravimétrico se puede establecer, la presencia de un mínimo al norte, con valor próximo a -12 mGal y, una sucesión de máximos y mínimos en la parte central y sur del perfil, que de norte a sur presentan valores de $-2,5$, $-0,5$, -2 y $-2,5 \text{ mGal}$ respectivamente. De la comparación con su corte geológico correspondiente, podemos observar que el mínimo más noroccidental se sitúa sobre los materiales graníticos del plutón de Trujillo, mientras que la sucesión de máximos y mínimos situados en la zona central y sur del perfil corresponden a la compleja geología descrita para el plutón de Santa Cruz-Zorita (véase - capítulo 2).

El modelo de la figura 39 refleja el resultado de la modelización de la geometría en profundidad de los cuerpos, que justifican la anomalía observada con un error de (0,8%) y se puede deducir que:

- El polígono situado al norte representa el plutón granítico de Trujillo. Se le ha asignado una densidad media global de $2,64 \text{ g/cm}^3$ y presenta unos contactos muy tendidos y divergentes en la zona norte y en la parte más superficial, de forma que se prolonga de forma no aflorante a lo largo de 7-8 km hacia el norte. Este contacto se verticaliza a una profundidad de aproximadamente 1 km, pasando a ser convergente a los 6,5 km de profundidad. Por el contrario, el contacto sur del plutón está muy verticalizado pasando a ser convergente en profundidad hasta un máximo de 13 km.

- En detalle, esta anomalía igual que en el perfil PR1, presenta una inflexión en la zona de mínimo que define dos mínimos relativos menores, uno de los cuales se correlaciona posicionalmente con las facies menos densas y aflorantes del plutón (Facies 9 - véase Figura 3). El otro mínimo relativo definido, por extrapolación ha sido correlacionado con esta misma facies. Así, se han introducido dos polígonos que definen la forma y posición de estas facies, a los que se ha asignado una densidad media de $2,61 \text{ g/cm}^3$. Esta interpretación está apoyada por los resultados obtenidos de la modelización de los perfiles PR1 y PR4, los cuales cortan al perfil PR7 a una distancia de 14 km y 6 km respectivamente.
- La zona SSE del perfil, se sitúa sobre el complejo plutónico de Santa Cruz-Zorita, el cual se define por una serie de máximos y mínimos en sucesión, que pueden ser modelizados como un cuerpo plutónico de grandes dimensiones con una disposición grosso modo concéntrica de facies. La facies externa se puede definir como un polígono que alcanza una profundidad media de 13 km y densidad $2,69 \text{ g/cm}^3$, representa la facies de granodioritas biotíticas (facies 16 – véase Figura 3), y se extiende hacia el sur por debajo de los materiales terciarios hasta una distancia no definida por el perfil gravimétrico. Sin embargo, hacia el norte presenta un contacto ligeramente divergente en superficie y convergente en profundidad.
- El polígono intermedio al cual se ha asignado una densidad de $2,66 \text{ g/cm}^3$, y se ha representado con una forma semejante al anterior, con una profundidad media de 10,5 km, representa la facies de monzogranitos de dos micas (facies 13 – véase Figura 3). Por último, en su interior y en la parte central-norte del plutón, se han representado las facies de monzogranitos con abundantes restitas (facies 14) y las facies migmatíticas (facies 7) en un único polígono con una densidad media de $2,72 \text{ g/cm}^3$. Estas facies afloran en dos puntos del perfil, y parecen estar justificando la presencia de los máximos presentes en él. El polígono que las representa se extiende hacia el sur de forma subaflorante probablemente condicionado y desplazado posiblemente por una serie de fallas en relevo, que en la cartografía geológica, así como en el mapa de lineamientos interpretado a partir de la Imagen Landsat, están representadas por una zona de fracturación de dirección N30-40E.

6. INTEGRACIÓN DE DATOS: CONCLUSIONES

6.1. Integración de datos

Esta sección de integración de datos se ha realizado con el propósito de tener una visión de conjunto, y sobre todo, resaltar la utilidad de la interpretación combinada de los datos geofísicos y geológicos, incluyendo los obtenidos a partir de la imagen Landsat TM.

En primer lugar, la cartografía geológica a escala 1/100.000, además de suponer un avance en el conocimiento de la geología y de los recursos minerales del área, ha servido como base, para la interpretación estructural de la zona de estudio, así como para la interpretación gravimétrica y posterior modelización de los cuerpos intrusivos.

En la síntesis petrológica, se ha enfatizado en la relación de los tipos de granitoides con las mineralizaciones de la zona, y ésta ha servido para optimizar la cartografía de los cuerpos intrusivos. Las rocas ígneas cubren un amplio espectro, desde términos más básicos de afinidad diorítica a cuar-zodiorítica, a términos más ácidos de afinidad leucogranítica los cuales, están metalogénicamente especializados y son de gran interés por las mineralizaciones que llevan asociadas. Además en base a esta síntesis, se ha llevado a cabo un estudio de la densidad sobre 293 muestras, el cual ha sido imprescindible para la posterior modelización gravimétrica.

A partir del análisis de lineamientos, y de las observaciones de campo, el modelo evolutivo propuesto de la fracturación, indica que el área fue estructurada en dos etapas principales. Esta deformación tiene como resultado la compartimentación en bloques de la zona. El conocimiento de la cinemática de determinadas fracturas ha servido para discriminar aquellas que preferentemente van a ser utilizadas como canales de circulación de fluidos hidrotermales, dando lugar a los diferentes grupos filonianos mineralizados. Por esta razón en la clasificación tipológica de yaci-mientos minerales, la cual se ha realizado en base a la sustancia mineral, se resaltan los aspectos geométricos de los yacimientos, así como su situación con relación a las estructuras y con la defor-mación.

El modelo evolutivo de la fracturación, además da lugar a dos consideraciones de interés de cara a la exploración minera: a escala local, se deben buscar estructuras de extensión de orienta-ción principal NE-SO, donde pueda existir drenaje de fluidos y a escala regional, hay que conside-rar factores estructurales de mayor orden, como por ejemplo, zonas de intersecciones de fallas con creación de espacios abiertos, idóneos para la concentración mineral. Hay que considerar las cone-xiones de las redes de fracturas que puedan existir entre zonas de fractura de orientaciones ONO-ESE y ENE-OSO.

La geometría definida por la fracturación, no sólo ha sido corroborada por el análisis de linea-mientos sobre la imagen Landsat TM, sino también por el estudio gravimétrico realizado. El levan-tamiento gravimétrico constituido por la observación en 776 estaciones, ha generado dos docu-mentos; el mapa de anomalías de Bouguer y el mapa de anomalías residuales de Bouguer. El prime-ro, muestra la distribución de los máximos y mínimos relativos, y su comparación con la cartogra-fía, permite atribuir un significado geológico a las fuentes que los generan. Con el mapa de anoma-lías residuales se ha profundizado en la interpretación cualitativa de las anomalías mediante en aná-

lisis combinado de los datos aportados por el mapa de lineamientos, la cartografía geológica y las anomalías residuales de Bouguer.

Se han establecido unidades delimitadas por alineaciones gravimétricas, en donde las curvas isoanómalas presentan una forma, intensidad y longitud de onda características. Se ha confirmado que hay una estructuración del área en bloques, cuyos límites, aunque irregulares, están marcados por zonas de alta densidad de fractura, de orientación principal NO-SE y NE-SO, cuya confluencia puede tener gran interés, tanto desde un punto de vista estructural, como metalogénico. Se ha resaltado la existencia de mínimos relativos de menor intensidad y longitud de onda, que pueden estar marcando la posición de cúpulas graníticas no aflorantes y metalogénicamente fértiles, relacionadas también con la situación de zonas de alta densidad de fracturas. Todo ello señala el importante papel que puede desempeñar el método gravimétrico, en la búsqueda y localización de este tipo de yacimientos, en áreas específicas y utilizando una malla adecuada.

Por último, la modelización geométrica y geológica de varios perfiles gravimétricos que se intersecan entre sí, ha mostrado la geometría de los cuerpos graníticos estudiados. Así mismo ha aportado una visión de conjunto de los granitoides de la zona, sin perder la escala de detalle, lo que es de gran utilidad como herramienta en la exploración de cuerpos graníticos no aflorantes, que son difícilmente localizables mediante otras técnicas, resaltándose la aplicación de este trabajo a la exploración de yacimientos minerales.

Finalmente, la mayor parte de la información obtenida, ha sido integrada en un mapa de síntesis (figura 40), que corrobora que la exploración minera futura, debe realizarse mediante una investigación multidisciplinar, combinando técnicas geológicas como cartografía, petrología y análisis estructural, con técnicas geofísicas.

En la figura 40 se han representado cinco capas de información; éstas son:

- Las referencias geográficas son la primera capa de información, consistiendo únicamente en las coordenadas UTM (m) de la zona de estudio (en negro – figura 40), junto con las poblaciones más importantes (en naranja).
- Los indicios y yacimientos minerales están representados en una segunda capa de información (cruz amarilla – figura 40). Son los mismos que los que aparecen en la Figura 3 y en el Mapa del Sector Central de Extremadura (Gumiel y Campos 1998), en el cual está implícito la sustancia y el tipo de yacimiento, junto con su número de referencia correspondiente al de las tablas II y III expuestas en el capítulo 2.
- La capa que representa la geología (en trazo verde) se ha simplificado al máximo, para obtener una visión clara de relación con el resto de la información. Sólo se muestran los contornos de los cuerpos intrusivos aflorantes y los contornos de los materiales terciarios y paleozoicos.
- El mapa de anomalías residuales de Bouguer, constituye la siguiente capa, obtenida a partir de la observación y cálculo de un total de 776 estaciones, y de la residualización de los valores de la anomalía de Bouguer resultante. Para su interpretación se ha resaltado la isoanómala de 0 mGal en trazo más grueso.
- La última capa de información, está constituida por los datos derivados del análisis de lineamientos sobre la imagen Landsat TM. La información representada en la figura 40, consiste en un mapa de contornos en el que se han combinado la frecuencia, densidad y número de intersecciones de lineamientos observados, mediante una trama que depende de la intensidad.

El mapa de anomalías residuales de Bouguer, muestra una buena correlación a escala regional con la geología conocida del área de estudio. Se observan una serie de mínimos relativos, que por su forma y posición, coinciden e individualizan los diferentes cuerpos graníticos, y una serie de máximos relativos, claramente relacionados con los materiales metasedimentarios, (CEG y/o Paleozoico). Existen también zonas de carácter intermedio o mixto, situadas sobre cuerpos graníticos, lo que ha sido explicado por un menor contraste de densidad de éstos con los materiales

encajantes y/o con cuerpos desenraizados. Por otra parte, conocemos a partir del estudio desarrollado sobre la imagen Landsat TM, que las trazas de lineamientos principales de dirección NO-SE y NE-SO, -los cuales no han sido representados en esta figura-, tienen una buena correspondencia con las alineaciones de gradientes gravimétricos principales. Éstos confieren a la zona una estructuración en bloques irregulares, de forma aproximadamente romboidal. En el mapa de contornos de la figura 40, se definen una serie de máximos de fracturación, que se sitúan principalmente en una zona que ocupa una banda de dirección NNO-SSE (A – figura 40), y que comprende desde la parte oriental del batolito de Cabeza de Araya, el sur del sinclinal de Cáceres, la zona de la cúpula granítica de El Trasquilón, e incluye los bordes norte y oeste del plutón de Albalá. Otra zona de máximo, es la que se localiza en los alrededores (noroeste y oeste) del stock de Plasenzuela (B), y otras áreas de menor extensión se sitúan sobre los plutones de Zarza- Alijares (C), Alijares-Santa Cruz (D), y al este de Madroñera (E), entre los intrusivos de Trujillo y Santa Cruz.

En la interpretación de los datos integrados, hay que tener en cuenta que las mineralizaciones de la zona (figura 40), son en su mayor parte representantes de una metalogenia ígnea, y su distribución espacial está relacionada con los granitos. Las zonas de mínimos gravimétricos por tanto, ya están definiendo áreas de posible interés metalogénico y consiguientemente minero. Pero además éstas, unidas a zonas de alta densidad de fracturación (máximos en el análisis de lineamientos), tienen gran incidencia en la localización de algunos yacimientos minerales. De hecho, gran parte de los indicios del área de estudio, se sitúan en estas zonas de mayor densidad de fractura.

Por ejemplo, los numerosos indicios de Zn-Pb-Ag-Cu, que se sitúan al oeste del plutón de Plasenzuela asociados a venas irregulares desarrolladas en zonas de cizalla, están relacionados espacialmente con el mínimo gravimétrico que genera este cuerpo, y con zonas de alta densidad de fracturación. También son de destacar los indicios de Sn y W de tipo filoniano, situados en las proximidades de Casas de Don Antonio, al SO del plutón de Albalá. De igual forma citar los indicios de Sn, W y P, situados en la banda de alta densidad de fracturación que se define al S-SE del plutón de Cabeza de Araya.

En relación con lo anterior, la figura 40 es un documento de gran utilidad, porque ofrece la posibilidad de profundizar en el conocimiento del control tectónico en la distribución de determinados yacimientos minerales relacionados con cuerpos graníticos. Además, muestra otro aspecto de su utilidad, que es la localización de cúpulas graníticas no aflorantes, cuya importancia metalogénica ya ha sido puesta de manifiesto, y en general, en la localización de áreas favorables para una exploración minera futura.

Con respecto a la localización de cúpulas graníticas, el mejor ejemplo lo constituye la posición que ocupa la de El Trasquilón. Ésta se sitúa en la intersección de dos zonas de fractura. El hecho de que su aparición sea precisamente en esta zona de confluencia entre lineamientos que delimitan unidades gravimétricas, supone una herramienta muy útil de cara a la exploración minera, de otros cuerpos subaflorantes de características similares. Se resalta así, el papel que puede desempeñar el método gravimétrico, en la búsqueda y localización de este tipo de yacimientos.

En este sentido hay que destacar varias zonas con posible interés de cara a la exploración de cúpulas graníticas. La primera es la zona que se localiza al este del batolito de Cabeza de Araya (NO y N de la zona de estudio), está caracterizada por unos mínimos gravimétricos relativos de carácter aislado (1, 2 y 3 – figura 40). En esta zona el mínimo 1 además está relacionado con una alta densidad de fractura y podría representar una zona con alto potencial minero, ya que conjuga la existencia de las condiciones favorables de fracturación, con la posible existencia de un cuerpo granítico no aflorante. Una posible manifestación de la relación del mínimo situado en la zona norte del área de estudio (3) con una cúpula no aflorante, es la existencia de un dique de pórfidos graníticos situado en las proximidades. Estos mínimos han sido modelizados en los perfiles gravimétricos PR4 y PR6 como cuerpos aislados subaflorantes, muy próximos a la superficie con una profundidad máxima comprendida entre 4 km y 8 km.

También hay que hacer referencia al mínimo gravimétrico situado al SO del plutón de Albalá, próximo a la localidad de Casas de Don Antonio (4) y cercano a los indicios de Sn y W de la zona. Este mínimo se ha modelizado en el perfil gravimétrico PR1, como un cuerpo de baja densidad con

8-9 km de ancho y situado a una profundidad comprendida entre 2 y 10 km. Probablemente en este caso también se conjugan la existencia de un mínimo gravimétrico junto con un máximo en el análisis de lineamientos. Por último hacer referencia al mínimo (5), situado sobre la mina de Sn y W de La Parrilla, cuya mineralización podría estar relacionada genéticamente con un granito en profundidad.

De la interpretación de la figura 40, se resaltan también otras posibles zonas a prospectar (trazo rojo), que se han seleccionado en base a la conjunción de los criterios ya expuestos anteriormente y aunque la localización de áreas favorables donde se pueda concentrar una determinada mineralización, se sale de los objetivos de esta Tesis, esta metodología de trabajo puede tener una importante aplicación futura en la exploración de la región.

6.2. Conclusiones

Las conclusiones obtenidas del desarrollo del trabajo son las siguientes:

- Se ha realizado un mapa geológico a escala 1:100.000, mediante la consulta y actualización de las cartografías y datos geológicos existentes y datos propios. Ésta ha supuesto un avance en el conocimiento geológico regional del área, además de servir como documento base para el estudio estructural y geofísico.
- Se ha realizado la síntesis petrológica de los granitoides hercínicos. Éstos cubren un amplio espectro, desde términos más básicos de afinidad diorítica o cuarzodiorítica, hasta más ácidos de afinidad leucogranítica. Esta síntesis ha sido de gran utilidad para optimizar las facies graníticas que se han representado en la cartografía geológica a escala 1/100.000.
- De el estudio de la fracturación a partir de las medidas de filones, diques y fracturas en campo, y a partir del análisis de lineamientos sobre la imagen Landsat TM 5, se desprende que las orientaciones preferentes de fallas y fracturas, —que coinciden con las direcciones principales de la fracturación tardihercínica en el Macizo Hespérico—, son las siguientes:
 - NE-SO, principal en el análisis de lineamientos y de gran importancia metalogénica, ya que es mayoritaria en todos los grupos filonianos del sector y también sirve como canales preferentes para el emplazamiento de diques de pórfidos felsíticos.
 - ENE-OSO, reconocida en el análisis de lineamientos y en campo con movimiento de sentido sinistral, además de dar lugar a grupos de venas mineralizadas, también favorece el emplazamiento de diques de pórfidos.
 - N-S, mejor representada en campo, se presentan como fracturas asociadas al grupo de fallas NE-SO, dando lugar a venas pinnadas y ramificaciones.
 - NO-SE, reconocida en el análisis de lineamientos como una dirección minoritaria, y en campo con movimiento de sentido dextral, en cuyas intersecciones con las del grupo NE-SO sinistral, se originan también zonas de dilatación con abundante desarrollo de venas de cuarzo.
 - E-O, reconocida principalmente en el análisis de lineamientos como una dirección de carácter minoritario.
- En el análisis de lineamientos se reconocen así mismo, zonas de máximos de frecuencia, densidad y número de intersecciones, relacionadas con la localización de algunos yacimientos minerales. De hecho, gran parte de los indicios del área de estudio, se sitúan en estas zonas de mayor densidad de fractura y consiguiente conectividad, que debieron favorecer el drenaje de los fluidos mineralizados.
- Se propone un modelo evolutivo para la fracturación que contempla dos etapas; una etapa de cizallamiento dúctil bajo una compresión máxima de orientación E-O (3ª fase de defor-

TABLA XI

Resumen de las características principales y geometría en profundidad de los cuerpos intrusivos aflorantes. Los datos han sido obtenidos de la modelización de siete perfiles gravimétricos.

Intrusivo	Perfil	Densidad g/cm ³	Forma transversal y tamaño comparativo.	Prof. máx. (km)	Contactos.	Observaciones.
Albalá	PR1	2.64 □		13	Hacia el N, NO y NE son tumbados y divergentes hasta una profundidad de 3-5 km, donde pasan a ser convergentes. Hacia el SE y SO son algo verticalizados.	En cartografía presenta una disposición concéntrica de facies aunque en la modelización únicamente se puede diferenciar una facies de borde de mayor densidad.
	PR2	2.66 □				
	PR6					
Trujillo	PR1	2.64 □		14	Hacia el NNO, ENE, NE, OSO y SO son tumbados y divergentes hasta una profundidad media de 2-7 km, donde pasan a ser convergentes. Hacia el SSE son verticalizados y convergentes.	Se puede diferenciar una facies central de menor densidad que representa a las facies leucograníticas y alcanza una profundidad máxima de 6.5-11 km. Las facies leucograníticas situadas al NNO se interpretan como no aflorantes.
	PR4	2.61 □				
	PR7					
S ^a Cruz Zorita	PR2	2.69 □		13-14.5	Hacia el NO y OSO son verticalizados y convergentes, mientras que al SE y ENE son tumbados y divergentes hasta una profundidad media de 2-4 km, donde pasan a ser convergentes, sólo se extienden en la dirección SE.	Se diferencian dos facies de diferente densidad en la modelización; las facies intermedias más leucocráticas y de menor densidad del PR5 tienden a converger a una profundidad de 10 km.
	PR3	2.64 □				
	PR5					
S ^a Cruz Zorita	PR7	2.69 □ 2.64 □ 2.72 □		13	Hacia el N, divergentes hasta una profundidad de 3 km y convergentes en profundidad. Hacia el S, divergentes bajo el Terciario (?).	Disposición concéntrica de facies. Las intermedias alcanzan una profundidad máxima de 10.5 km, mientras que las facies inferiores 2-4 km.
	PR2	2.64 □				
	PR6					
Montánchez	PR2	2.64 □		3-4	Verticalizados y convergentes en profundidad.	Separado del plúton de Albalá por un corredor de fractura.
Plasenzuela	PR1	2.64 □		4-5	Hacia el NNO, y NE son tendidos y divergentes, convergentes a partir de 1-2 km de profundidad. Hacia el SO y SSE son verticalizados y convergentes.	Su forma sesgada en la zona SO, podría estar relacionada con una zona de fracturación de dirección aproximada N-S relacionada a su vez con las mineralizaciones.
	PR5					
Ruanes	PR5	2.69 □		3	Convergentes, posiblemente el contacto S se encuentre verticalizado en la zona superficial.	En la cartografía geológica se presenta únicamente como una serie de apuntamientos.

mación hercínica), seguida de una reactivación de las estructuras generadas con movimiento contrario, bajo una compresión máxima próxima a N-S en un régimen de transpresión prolongada que afectó a la zona. La extensión, de orientación aproximada E-O, favorece la intrusión de diques de pórfidos, y la removilización de los fluidos hidrotermales que van a dar lugar a los principales grupos filonianos. Los filones mineralizados de la zona (Sn, W, P, U, Ba, Pb y Zn) de orientación principal NE-SO (N45°E), ocuparían la posición de grietas tensionales entre segmentos de fallas NO-SE con movimiento dextral y NE-SO sinistral.

- Las implicaciones del modelo de fracturación en la exploración de yacimientos minerales, se pueden reflejar a escala local y regional. A escala local, las estructuras de extensión de orientación NE-SO, son las que favorecen el drenaje de fluidos, y por tanto son las idóneas para que se desarrolle una zona mineralizada. A escala regional, hay que considerar zonas de intersecciones de fallas con creación de espacios abiertos, teniendo en cuenta las conexiones de las redes de fracturas entre bandas de cizalla de orientaciones ONO-ESE y fallas NO-SE dextrales con las ENE-OSO sinistral.
- Se ha establecido una clasificación tipológica de los yacimientos minerales basada en la sustancia y en los minerales que constituyen las paragénesis. Se han diferenciado subtipos que se han descrito por sus características comunes más importantes, resaltándose los aspectos geométricos-estructurales y su relación con los mecanismos de deformación.
- Se ha elaborado el mapa de anomalías de Bouguer a partir de un levantamiento gravimétrico que ha contemplado el establecimiento de una red de siete bases gravimétricas lo que ha permitido trabajar con valores absolutos de la gravedad, seguido de la observación y el cálculo en 776 estaciones de medida. El mapa de anomalías de Bouguer ha constituido un documento del que se ha obtenido una primera aproximación del significado geológico de las anomalías gravimétricas más importantes de la zona. En la interpretación conjunta del mapa geológico y del mapa de anomalías de Bouguer, se delimitan una serie de mínimos gravimétricos relativos que individualizan los plutones graníticos existentes, mientras que los máximos relativos están relacionados con los materiales metasedimentarios del CEG y con los materiales paleozoicos. Se diferencian áreas anómalas de carácter intermedio, relacionadas con cuerpos intrusivos de mayor densidad, y/o con cuerpos intrusivos desenraizados.
- Se ha llevado a cabo la separación de las tendencias regional y residual de la anomalía de Bouguer, con el objetivo de obtener un mapa idóneo para definir la geometría de todas las unidades geológicas aflorantes o subaflorantes. El método matemático seleccionado para la separación ha sido el de ajuste de superficies polinómicas. Entre las superficies ajustadas se ha seleccionado la superficie de 3^{er} grado como tendencia regional más idónea, apoyándose esta elección en criterios geológicos.
- La medición y análisis de la densidad de 293 muestras, arrojan unas densidades medias globales de 2,72 g/cm³ para los materiales del CEG, 2,72 g/cm³ para los materiales paleozoicos, 2,82 g/cm³ para las rocas básicas y 2,64 g/cm³ para los materiales graníticos, dentro de éstos últimos se han diferenciado facies de diferente densidad que posteriormente se han utilizado en la modelización gravimétrica.
- El mapa de anomalías residuales de Bouguer, ha servido para incrementar el conocimiento geológico del área de estudio, mediante la interpretación combinada con el mapa de lineamientos sobre la imagen Landsat TM, y la base geológica a escala 1:100.000. Las trazas de lineamientos observados en la imagen Landsat TM, tienen una buena correspondencia con las alineaciones de gradientes gravimétricos principales NO-SE y NE-SO, y éstos confieren a la zona una estructuración en unidades de forma aproximadamente romboidal, cuyos límites, aunque irregulares, están marcados por zonas de alta densidad de fractura y cuya confluencia es de gran interés estructural y metalogénico.
- El levantamiento gravimétrico, junto con la cartografía de los diferentes cuerpos intrusivos y la medida de las densidades de las diferentes facies, ha permitido la modelización de siete perfiles gravimétricos, que han servido para establecer la geometría de los cuerpos graníti-

cos en profundidad. Los parámetros más importantes obtenidos en la modelización, se presentan en la tabla XI, que resume las características principales de cada intrusivo aflorante modelizado.

- Existen unos intrusivos de grandes dimensiones (Albalá, Trujillo, Alijares y Santa Cruz - Zorita) que presentan una profundidad máxima comprendida entre 13 y 14,5 km, con contactos tumbados, divergentes y convergentes lo que les confiere una forma ligeramente asimétrica. Algunos presentan una disposición zonal facies, con las menos densas ocupando la parte central (Trujillo y Alijares), o intermedia (Santa Cruz). Estas facies se evidencian en el mapa de anomalías residuales por zonas de mínimos relativos, incluidos en la anomalía relativa mayor que genera el cuerpo intrusivo.
 - Existen cuerpos intrusivos aflorantes de pequeñas dimensiones que alcanzan una profundidad máxima de 3 km - 5 km. En general, presentan contactos convergentes lo que les confiere una forma bastante simétrica, aunque el plutón de Plasenzuela presenta en la zona norte contactos divergentes, mientras que los contactos de la zona sur están verticalizados y son convergentes. Esta forma podría estar relacionada con una zona de fractura de dirección aproximada N-S situada al O del plutón y a su vez relacionada con los indicios minerales de Pb y Ag que se localizan en esa zona.
 - La modelización gravimétrica de los cuerpos graníticos no aflorantes pone de manifiesto la existencia, al SO del plutón de Albalá, de un cuerpo de baja densidad, de 8 km – 9 km de ancho, no aflorante, situado a una profundidad comprendida entre 2 y 10 km. Su posición es muy próxima a la de numerosos diques de cuarzo asociados a indicios minerales de Sn y W. La modelización de las anomalías menores situadas al este del batolito de Cabeza de Araya pone de manifiesto la existencia de varios cuerpos aislados subaflorantes, muy próximos a la superficie con una profundidad máxima comprendida entre 4 km y 8 km. Por último, se destaca que la mineralización de Sn-W de la mina de La Parrilla, está probablemente relacionada genéticamente con un granito en profundidad, no obstante la confirmación de ésta hipótesis requeriría un trabajo de exploración de más detalle.
- Por último queremos hacer constar que la integración de la geología y la gravimetría, es el método más adecuado para investigar la geometría de los cuerpos plutónicos, en áreas donde éstos muestran un marcado contraste de densidad con las rocas encajantes. También se ha demostrado, - y este es el caso, en parte, de la zona central de Extremadura -, que un control exhaustivo en la toma de datos, y en los cálculos que conllevan a la obtención de la anomalía de Bouguer, unido a un profundo conocimiento de la geología del sector y de las densidades características de los materiales, aporta la información necesaria para entender y modelizar las áreas graníticas caracterizadas por un menor contraste de densidad con el encajante. Por consiguiente, el mapa de anomalías de Bouguer constituye un documento imprescindible en el estudio de la localización y extensión de los plutones graníticos y por ende en el conocimiento de la distribución de los indicios minerales asociados a ellos.
 - Los resultados obtenidos mediante la combinación de técnicas multidisciplinarias de investigación, partiendo de la geología del terreno, el análisis estructural y geométrico de la fracturación, el estudio petrológico de los granitoides y la gravimetría regional, resulta ser una herramienta clave en la selección de áreas potenciales para la futura exploración minera del sector.

7. BIBLIOGRAFÍA

- AGARWAL, B.N.P.** (1971a): Direct gravity interpretation of sedimentary basin using digital computer: Part I. *Pure and Applied Geophysics*, 86: 5-12.
- AGARWAL, B.N.P.** (1971b): Direct gravity interpretation of sedimentary basin using digital computer: Part II. *Pure and Applied Geophysics*, 86: 13-17.
- AIZPURUA, J.; GUMIEL, P. & PINEDA, A.** (1982): Introducción a los yacimientos de fosfato del Macizo Ibérico Meridional. *Bol. Geol. Min., XCIII-V: 390-414.*
- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTERERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARÍA, J. & SOLE, F. J.** (1988): Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centroibérica. *II Congreso Geol. de España, Vol. I: 19-22.*
- ANTÓN PACHECO, C.; ROWAN, L. C.; PAYAS, A.; GUMIEL, P.; BEL-LAN, A. & KINGSTON, M. J.** (1985): Detección de aureolas de metamorfismo de contacto mediante imágenes Landsat Thematic Mapper y Daedalus Airbone Thematic Mapper. Casos de aplicación en dos áreas de Extremadura Trujillo - Plasenzuela (Cáceres) y San Nicolás, Valle de la Serena (Badajoz). *Bol. Soc. Española de Mineralogía, 10-1: 49-50.*
- ANTÓN PACHECO, C.; ROWAN, L. C.; PAYAS, A.; BEL-LAN, A.; KINGSTON, M. J.; RIAZA, A. & BIRCKEY, D. W.** (1988): The use of supervised Bayesian classification on Landsat Thematic Mapper data to map contact metamorphic rocks around the Trujillo and Plasenzuela plutons, Extremadura, Spain. *II European Workshop on Remote Sensing in Mineral Exploration. CEE, publication EUR, 11317, EN-FR: 469-492.*
- ARDIZONE, J.; MEZCUA, J.; SOCIAS, I.** (1989): *Mapa aeromagnético de España Peninsular.* IGN, pp: 27.
- ARRIBAS, A.** (1962): Mineralogía y metalogénia de los yacimientos españoles de uranio. Los Ratones, Albalá, Cáceres. *Est. Geol, 18: 117-131.*
- ARRIBAS, A.** (1975): Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. *Stvd. Geol., 9: 7-63.*
- ARRIBAS, A.** (1979): Mineral paragenesis in the variscian metallogeny of Spain. *Stvdia Geol., 14: 223-260.*
- ARRIBAS, A.; ARRIBAS ROSADO, A.; GUMIEL, P.; MARTÍN IZARD, A. & REGUILON, R.** (1987): Caracteres metalogénicos de los yacimientos minerales asociados a los granitoides del Macizo Hespérico. *Bea et al., Eds.(1988). En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico: 233-263, Libro homenaje a L.C.García de Guierola. Ed Rueda.*
- ARTHAUD, F. & MATTE, Ph.** (1975): Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics, 25: 139-171.*

- ATHY, L. F.** (1930): Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, 14: 1-24.
- AUDRAIN, J.; AMICE, M. VIGNERESSE, J. L. & BOUCHEZ, J. L.** (1989): Gravimétrie et géométrie tri-dimensionnelle du pluton granitique de Cabeza de Araya (Extremadure, Espagne). *C.R.Acad. Sci. Paris*, 309, II: 1757-1764.
- AYALA, C.; SÁBAT, F.; CASAS, A.; RIBERO, L. & GELABERT, B.** (1994): Modelización gravimétrica de la Isla de Mallorca. *Rev. Soc. Geol. España*, 7(3-4).
- BANDA, E.; SURIÑACH, E.; APARICIO, A.; SIERRA, J. & RUIZ DE LA PARTE, E.** (1981): Crust and upper mantle structure of the central Iberian Meseta (Spain). *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 67: 779-789.
- BATES, C. C.; GASKELL, T. F. & PRICE, R. B.** (1982): *Geophysics in the affairs of man*. Pergamon Press, Oxford.
- BEA, F.** (1975): *Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca - Cáceres*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, pp:193.
- BEA, F.; SÁNCHEZ, J. G. & SERRANO PINTO, M.** (1987): Una compilación geoquímica (Elementos mayores) para los granitoides del Macizo Hespérico. *Bea et al., Eds. (1988)*. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico: 87-194*, Libro homenaje a L.C.García de Figuerola. Ed Rueda.
- BERGAMÍN, J. F.** (1986): *Interpretación geotectónica del área del Campo de Calatrava (Ciudad Real), basada en determinaciones gravimétricas*. Tesis Doctoral U.C.M.
- BERGAMÍN, J. F. & DE VICENTE, G.** (1985): Estructura en profundidad del granito Pozo de la Serna (Ciudad Real) en base a datos gravimétricos. *Est. Geol.*, 41: 5-6.
- BERGAMÍN, J. F. & CARBÓ, A.** (1986): Discusión de modelos para la Corteza y Manto Superior en la zona sur del área Centroeibérica, basados en anomalías gravimétricas. *Estudios Geol.*, 42: 146-146.
- BERGAMÍN, J. F. & GONZÁLEZ CASADO, J. M.** (1987): Geometría interna del plutón granítico de Madridejos (Toledo), basado en determinaciones gravimétricas. *Bol. Geol. Min.*, 98-2: 217-225.
- BERGAMÍN, J. F.; CARBÓ, A.; CAPOTE, R. & SANTA TERESA, I.** (1984): Avance de interpretación de una transversal gravimétrica entre los Montes de Toledo y Sierra Morena. *1^{er} Congreso español de Geología*, III: 303-309.
- BERGAMÍN, J. F.; TEJERO, R. & PINTO, V.** (1985): Modelización gravimétrica en 2^{1/2}D y 3D en la zona nororiental de la cuenca de Madrid. *Rev. Soc. Geol. Españ.*, 8(3): 251-259.
- BERGAMÍN, J. F.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; GONZÁLEZ CASADO, J. M. & PEINADO, M.** (1989): La falla de Santa M^a la Real de Nieva. Un accidente extensional hercínico en el Sistema Central. Interpretación geofísica y geológica. *Stvd. Geol. Salmant.*, 4: 27-40.
- BERGAMÍN, J. F.; TEJERO, R. & PINTO, V.** (1995): Modelización gravimétrica en 2^{1/2}D y 3D de la zona nororiental de la cuenca de Madrid. *Rev. Soc. Geol. España*, 8(3): 251-260.
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P.** (1979): Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites; the example of the South Armorican Shear Zone. *J.Struct. Geol.*, 1: 31-42.
- BHASKARA RAO, D.** (1986): Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Soc.*, 84: 207-212.
- BHATTACHARYYA, B. K. & NAVOLIO, M. E.** (1975): Digital convolution for computing gravity and magnetic anomalies due to arbitrary bodies. *Geophysics*, 40(6): 981-992.

- BHATTACHARYYA, B. K. & NAVOLIO, M. E.** (1976): A last Fourier transform method for rapid computation of gravity and magnetic anomalies due to arbitrary bodies. *Geophysical Prospecting*, XXIV(4): 633-649.
- BIALAS, V.** (1982): Erdgestalt, kosmologie und weltanschauung. K.wittwer, Stuttgart.
- BOSSIERE, G. & BAUCHEZ, A.,** (1978): Déformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de Grande Kabylie Occidentale (Algérie). *Tectonophysics*, 51: 57-81.
- BOTT, M. P. H.** (1960): The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. *Geophys. J.R.Astr.Soc.*, 3: 63-67.
- BOUGUER, P.** (1749): *La figure de la terre déterminée par les observations environs de l'équateur.* Paris, 1749.
- BOUYX, E.** (1970): Contribution à l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. IGME*, t3, pp: 63.
- BOWIE, W.** (1917): Investigations of gravity and isostasy. U.S. Coast and geodetic survey. *Spec. Publ.*, 40, Washington.
- BULLARD, E. C.** (1936): Gravity measurements in East Africa. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, 235: 445-531.
- CADAVID, S.** (1977): Avance del mapa de Isopacas de una "Corteza Normal" para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical. *Bol. Geol. Espñ.*, 5: 171-210.
- CALVO, J. P.; DE VICENTE, G. & ALONSO ZARZA, A. M.** (1991): Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno. *I Cong. del Grupo Español del Terciario. Vic, 1991, Com: 55-58.*
- CAMPOS, R. & GUMIEL, P.** (1990): Estudio gravimétrico en Extremadura (Zona de La Codosera-Alburquerque y Albalá) y su aplicación a la exploración de yacimientos minerales. *Bol. Geol. Min. Esp.*, 101(1): 122-134.
- CAMPOS, R.; BERGAMÍN, J. F. & GUMIEL, P.** (1993): Avance del estudio gravimétrico del batolito central de Extremadura (España). *Geogaceta*, 13: 22-25.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. & GONZÁLEZ CASADO, J. M.** (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7: 20-22.
- CAPOTE, R.; VILLAMOR, P. & TSIGE, M.** (1996): La tectónica alpina de la falla de Alentejo-Plasencia (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, 20(4): 921-924.
- CARBÓ, A.; BERGAMÍN, J. F.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; SANTA TERESA, I.; DE VICENTE, G. & ZORITA, M. C.** (1988): Estudio comparativo de la geometría en profundidad de los cuerpos graníticos de un sector de la zona Centro-Ibérica. *En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico, Libro Homenaje a L.C.García de Figuerola: 439-446. Bea et al., Eds.*
- CARRINGTON DA COSTA, J.** (1950): Os movimentos Caledonicos e preliminares Hercinicos na Peninsula Iberica. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 10(1-3): 1-12.
- CASTRO, A.** (1984): *Los granitos y la estructura hercínica en Extremadura Central.* Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. pp:208.
- CORDELL, L.** (1973): Gravity analysis using an exponential density depth function - San Jacinto graben, California. *Geophysics*, 38: 684-690.
- CORRETGÉ, L. G.** (1971): *Estudio petrológico del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres).* Tesis Doctoral Univ. Salamanca. pp: 453.
- CORRETGÉ, L. G. & MARTÍNEZ. F. J.** (1978): Problemas sobre la estructura y emplazamiento de los granitoides: aplicación a los batolitos hercínicos del Centro - Oeste de la Meseta Ibérica. *Cuad. Sem. Est. Cerámicos Sargadelos.27, Tomo Homenaje a Parga Pondal: 113-137.*

- CRESPO, V. & REY DE LA ROSA, J.** (1971): Contribución al estudio del Valle de Alcuía. *Bol. Geol. Min. Españ.*, 82: 512-515.
- DAVIS, J.** (1973): *Statistics and data analysis in geology*. Wiley and Sons, New York, pp: 550.
- DE VICENTE, G.** (1988): *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Univ. Complut. Madrid. Pp: 317.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; CALVO, J. P.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. & RODRÍGUEZ PASCUA, M.** (1994): Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 175-190.
- DIAVO (INÉDITO)** – Programa BASIC, modificado. UCM.
- DÍEZ BALDA, M. A.** (1986): El complejo esquistos-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. *Acta Salmanticensia, Ciencias* 52. pp: 162.
- DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. & GONZÁLEZ LODEIRO, F.** (1990): Structure of Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer y Martinez Garcia Eds. Springer-Verlag: 172-188.
- DOBRIN, M. B.** (1981): *Introduction to geophysical prospecting*. McGraw-Hill, New York. (1976 1ª edición).
- EGOZCUE, J. & MALLADA, L.** (1876): Memoria geológico-minera de la provincia de Cáceres. *Mem. Com. Mapa Geol. España*: 304.
- EOTVOS, R. VON.** (1896): Untersuchungen über gravitation und erdmagnetismus. *Ann.D.Physik*, 59: 354-400.
- EOTVOS, R. VON.** (1908): Bestimmung der gradienten der schwerkraft und ihrer niveaumessung. *B.d*, 1: 337-395.
- GALLEGO, M.** (1992): *Las mineralizaciones de litio asociadas al magmatismo ácido en Extremadura y su encuadre en la Zona Centro-Ibérica*. Tesis Doctoral Univ. Compl. Madrid. pp: 323.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C; CORRETGÉ, L. G. & SUÁREZ, O.** (1971): Estudio petrológico de la formación plutónica de Zarza la Mayor (Provincia de Cáceres). *Bol. Geol. Min. España*, 82 (3-4): 217-233.
- GIL SERRANO, G.; PÉREZ ROJAS, A. & PINEDA, A.** (1980): *Mapa geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 730 (Montánchez)*. ITGE.
- GM-SYS** (1988): *GM-SYS reference manual V.1.6*, Geosoft Inc, Toronto, Ont.
- GOGUEL, J.** (1954): A universal table for the prediction of the lunar-solar correction in gravimetry. *Geoph. Prospecting*, 2: 1-6.
- GONZÁLEZ AGUADO, M. T. & GUMIEL, P.** (1984): El yacimiento de estaño de El Trasquilón (Cáceres): una mineralización asociada a una cúpula granítica. *Bol. Geol. Min.*, 95(4): 354-373.
- GONZALO, J. C.** (1987): *Petrología y estructura del basamento en el área de Mérida (Extremadura central)*. Tesis Doctoral Univ. Salamanca. pp: 327.
- GONZALO & TARIN, J.** (1879): Reseña físico - geológica de la provincia de Badajoz. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, VI: 389-412.
- GRS-67.** (1967): Geodetic Reference System 1967. *Publication spéciales du Bulletin géodésique. As. Int. De Géodésie. International Union of Geodesy and Geophysics*.
- GUIJARRO, J.** (1982): *Mineralizaciones de W-Sn ligadas a los plutones graníticos de Trujillo y Logrosan (Cáceres-España)*, Tesis Doct. Univ. Autónoma de Madrid.
- GUIJARRO, J.; ASTUDILLO, J.; MORENO, A. & GUTIÉRREZ, A.** (1985): Distribución del uranio y torio en el plutón de Trujillo, (Cáceres, España). *Bol. Geol. Min.*, XCVI(II): 186-196.

- GUMIEL, P.** (1981): Essai sur la classification typologique des principaux gisements de Sn-W d'Extremadure (Espagne). *Chron. Rech. Min.*, 463: 5-26.
- GUMIEL, P.** (1983): Metalogenia de los yacimientos de antimonio de la península Ibérica. *Tecniterrae*, 53: 1-120.
- GUMIEL, P.** (1984): Tipología de los yacimientos de estaño y wolframio del Macizo Ibérico. I Congreso Español de Geología, TV: 183-216.
- GUMIEL, P.** (1997): Analogías y diferencias entre yacimientos minerales canadienses y españoles. Extremadura y la Gaspésie. *L'Erable, Centro de Estudios Canadienses, Univ. de Extremadura Apuntes de Civilización y Cultura Canadiense*, 1: 23-38.
- GUMIEL, P. & PINEDA, A.** (1981): Estudio del yacimiento de scheelita de La Parrilla (Cáceres-Badajoz). *Tecniterrae*, 39: 16-38.
- GUMIEL, P. & ARRIBAS, A.** (1990): Metallogeny of Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia: 212-219*. Dallmeyer y Martinez Garcia, Eds. Springer-Verlag.
- GUMIEL, P. & CAMPOS, R.** (1993): Contribución al conocimiento geológico y geoquímico de los granitos de Albalá y Montánchez (Extremadura Central), y su relación con las mineralizaciones de Sn y W. *Geogaceta*, 13: 57-61.
- GUMIEL, P. & CAMPOS, R.** (1998): *Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura*. Consejería de Economía Industria y Hacienda, Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas. Junta de Extremadura 1998.
- GUMIEL, P.; ANTÓN PACHECO, C.; CAMPOS, R.; PÉREZ ZERDÁN, F.; NESBITT, R. W.; ROBERTS, S. & SANDERSON, D. J.** (1991): *Development of new multi-disciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the Westwern Iberian Peninsula*. EEC Report, Contract MAIM-0032-C(A).
- GUMIEL, P.; SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S. & CAMPOS, R.** (1992): El uso del análisis fractal como discriminación de sistemas filonianos auríferos en el área de La Codosera - Extremadura (España). *Geogaceta*, 12: 3-7.
- GUMIEL, P.; CAMPOS, R.; SANDERSON, D. J. & ROBERTS, S.** (1995): Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla (Cáceres): conectividad y percolación. *Bol. Geol. Min. España*, 106(4): 316-337.
- GUMIEL, P.; CAMPOS, R.; HERNÁNDEZ, J. R. & PAREDES, C.** (1996): Características de la geometría fractal de varios sistemas filonianos mineralizados en Au, W, Sn U y P del Macizo Hespérico. IV Congr. Geol. Espñ. Alcalá de Henares 1996. *Geogaceta*, 20(6): 1397-1404.
- GUSPI, F.** (1990): General 2D gravity inversion with density contrast varying with depth. *Geoexploration*, 26: 253-265.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ, M. A. & PIEREN, A. P.** (1990): Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy of Central Iberian Zone: 160-171. Dallmeyer y Martinez Garcia Eds En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag.
- HALL, D. H.** (1976): *History of the Earth Sciences during the Scientific and Industrial Revolutions*. Elsevier Scient. Publ. Comp. New York.
- HAALCK, H.** (1953): *Lehrbuch der angewandten Geophysik*. Gebr. Borntraeger, Berlin-Nikolassee.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M.; ROMANO, M.; GIL CID, M. D.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; HERRANZ, P.; MARCOS, A.; MARTÍN, J.; PELÁEZ, J. R.; PÉREZ ESTAÚN, A.; PRIETO, M.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ, M. A.; DE TRUYOLS, J.; VEGAS, R.; VILAS, L.; VILLAS, E. & VILLENA, J.** (1982): The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *IUGS*, 11: 1-47.
- HAMMER, S.** (1939): Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 4: 184-194.

- HAMMER, S.** (1945): Estimating ore masses in gravity prospecting. *Geophysics*, 10: 50-62.
- HAYFORD, J. F.** (1909): *The figure of the earth and isostasy fro measurements in the United States*. U.S.Coast and Geod.Survey, Washington.
- HEISKANEN, W. A.** (1924): Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasie. *Veröff. Finn. Geod. Inst., N° 4, Helsinki*.
- HEISKANEN, W. A.** (1928): Ist die Erde ein dreiachsiges Ellipsoid?. *Gerlands Beitr.z. Geophysik*, 19: 356-377.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F.** (1902): Los filones estanníferos de Cáceres y su comparación con los de otras regiones. *Bol. Soc. Espñ. de Hist. Nat.,II*.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F.** (1908): Nota descriptiva del yacimiento del mineral radioactivo en el granito de Albalá (Cáceres). *Bol. Soc. Espñ. de Hist. Nat.,VIII*.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F.** (1929): Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo. *Mem. R. Soc. Espñ. de Hist. Nat.*
- HERNÁNDEZ PACHECO, F.** (1933): Bosquejo preliminar de las comarcas geográficas de Extremadura (Cáceres, Badajoz y Huelva) *Public. Inst. Ref. Agraria Madrid*.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F.** (1949): Las rañas de las sierras centrales de Extremadura. *Compte Rendu du XVIº Congres International de Geographie.Lisbonne: 87-109*.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F.** (1957): El Terciario continental de Extremadura. *Bol. R. Soc. Espñ. Hist. Nat., 58 (2): 241-274*.
- HODGSON, R. A.** (INÉDITO): *Precisión altimeter survey procedures. A comprehensive and authoritative treatise on modern altimeter surveys*. Am. Paulin Systems. 4ª ed. Pp: 59.
- HUYGENS, Chr.** (1690): *Traité de la lumière ... Avec un discours de la cause de la pesanteur*. Leide.
- IGME** (1972): *Mapa Previsor de Mineralizaciones de fosfatos*. IGME
- IGME-AITEMIN** (1982): *Norma Gravimétrica Española*. Inédito, IGME PNE 22-61 I.
- ILIH-DSS GROUP** (1993): A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221: 35-51.
- INAMDAR, A. B.; MALLICK, K; VENKATARAMAN, G. & VISWANATHAN, S.** (1982). Interpretation of Landsat MSS data for identification of geological features and their correlation with Bouguer gravity data in Goa and parts of Karnataka. India. *Paper presented at the Second Thematic Conference. Remote Sensing for Exploration Geology. Fort Worth. Texas December 6-10*.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. E.** (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E, 1/1.000.000*. Memoria explicativa, pp: 113, (1974) IGME.
- JUNG, K.** (1961): *Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik*. Akad.Verlagsgesellschaft. Geest u. Porting KG. Leipzig.
- JUNTA DE EXTREMADURA** (1987): *Mapa geológico y minero de Extremadura escala 1:300.000*. Consejería de Industria y Energía, Dirección General de Industria, Energía y Minas.
- JUNTA DE EXTREMADURA** (1992): *Atlas de rocas ornamentales de Extremadura*. Consejería de Industria y Turismo de la Junta de Extremadura. pp: 163.
- LEGGE** (1944): A proposed least square method for the determination of the elevation factor. *Geophysics*, 9: 165-175.
- LEYVA, F.; MATAS, J. & MORENO, F.** (In Litt): *Mapa geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 754 (Madrigalejo)*. ITGE
- LITINSKY, V. A.** (1989): Concept of effective density: key to gravity depth determinations for sedimentary basins.*Geophysics*, 54-11: 1474-1482.

- LÓPEZ DÍAZ, F. (1991):** *Características de la primera fase (distensiva) hercínica en la sierra de San Pedro (Cáceres - Badajoz)*. Cuad. Lab. Laxe, 16: 53-63.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1993):** La estructura del anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). *Soc. Geol. España*.
- LOTZE, F. (1945):** Einige problem der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch*, 6: 1-12.
- LOTZE, F. (1956):** Über sarsische beivegungen in Spanien und ihre Beziechingen zur assyntischen faltung. *Geotekck Sympos.zn Ehren von H.Stille*. 128-139. *Stuttgart*.
- LUJÁN, F. (1854):** Estudios y observaciones relativos a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz y de las de Sevilla y Ciudad Real y cortes geológicos de éstos terrenos. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid. Serie C. Bat, T 1, 2ª parte*.
- MALLICK, K. & MURTHY, Y. V. S. (1983).** Interpretation of geological structures by analysis of Landsat MSS and regional Bouguer gravity data. *First Break*, 263: 9-11.
- MARTÍN SERRANO, A. & NOZAL, F. (1989):** *Mapa geológico de España 1:50.000, 2ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja nº 710 (Retuerta del Bullaque)*. ITGE, pp: 39.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ ESTAÚN, A. & GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992):** Lower paleozoic extensional tectonics in the limit between the West-Asturian-Leonesa and Central Iberian Zones of the Variscan Fold Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81(2): 545-560.
- MATAS, J.; MORENO, F. & LEYVA, F. (In Litt.):** *Mapa Geológico de España a escala 1/50.000. Memoria explicativa Hoja nº 731 (Zorita)*. ITGE.
- MATHER, P. (1976):** *Computational methods of multivariate analysis in physical geography*. Wiley and Sons. New York. Pp: 532.
- MAXANT, J. (1980):** Variation of density with rock type, depth, and formation in the western Canada basin from density logs. *Geophysics*, 45: 1061-1076.
- McINTYRE, D. B.; WELDAY, E. E. & BAIRD, A. K. (1965):** Geologic application of the air pycnometer: a study of the precision of measurement. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 76: 1055-1060.
- MESSERSCHMITT, B. J. (1908):** *Die schwerebestimmung an der Erdoberfläche*. F. Vieweg U. Sohn, Braunschweig.
- MILITZER, H. & WEBER, F. (1984):** *Angewandte Geophysik*. Springer, Wien - New York.
- MOLINA CÁMARA, J. M.; VERGES MASIP, J.; MARTÍNEZ RIUS, A.; VIDAL FUNES, A. & FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1987):** *Mapa geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 782 (Valdemando de Esteras)*. IGME.
- MOLINA, E. (1975):** Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, 3: 106.
- MONTESERÍN, V. & PÉREZ ROJAS, A. (1980):** *Mapa geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 705 (Trujillo)*. IGME.
- MORELLI, C.; GANTAR, C.; HONKASALO, T.; McCONNELL, R. K.; TANNER, J. G.; SZABO, B.; UOTILA, U. & WHALEN, C. T. (1974):** The International Standardization Net 1971 (ISGN71). *I.U.G.G.-I.A.G.- Publ. Spec*, 4, Paris.
- MORENO, F. (1977):** *Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales*. Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid.
- MUÑOZ, J. (1976):** *Los Montes de Toledo. Tesis Doctoral*. Dto de Geografía de la Universidad de Oviedo. Inst. de Geogr. Juan Sebastian Elcano (CSIC). Pp: 500.
- MURTHY, I. V. R. & RAO, D. B. (1979):** Gravity anomalies of two dimensional bodies of irregular cross-section with density contrast varying with depth. *Geophysics*, 44: 1525-1530.

- MUTTI, E.** (1985): Turbidite system and relations to depositional sequences in: Prevalence of arenites (Zuffa editors) NATD ASI Series. Serie C, Mathem. and Physical Sciences, 158: 65-93.
- NETTLETON, L. L.** (1939): Determination of density for the reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, 4(3): 176-183.
- NETTLETON, L. L.** (1940): *Geophysical prospecting for oil*. McGraw Hill, New York.
- NETTLETON, L. L.** (1976): Gravity and magnetism in oil prospecting. McGraw Hill, New York.
- NEUMAN, R.** (1963): Contribution au calcul simplifié des corrections de relief a grande distance a gravimetrié. *Geoph. Prosp.*, XI(4): 523-534.
- NEWTON, I.** (1687): *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*. London 1687.
- NORTON, I. J.** (1973): Lithium, Cesium and Rubidium, The rare alkali metals. *U.S.G.S. Prof. Papers*, 820: 365-378.
- NOZAL, F.; GARCÍA CASQUERO, J. L. & PICART BOIRA, J.** (1988): Discordancia intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los montes de Toledo. *Bol. Geol. Min.*, 94(4): 473-489.
- ORTEGA, E. & GONZÁLEZ LODEIRO, F.** (1986): La discordancia intraalcaudense en el dominio meridional de la Zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astúrica*, 3(4): 27-32.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ, J. & GONZÁLEZ LODEIRO, F.** (1988): Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centro-Ibérica. 2º Congr. Geol. Españ. Granada: 85-99.
- PALADINI, A.** (Inédito): *El Sistema Geodésico de Referencia 1980*.
- PALERO, F. J.** (1993): Tectónica prehercínica de las series infraordovícicas del Anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector Meridional de la Zona Centro-Ibérica). *Bol. Geol. Min.*, 104(3): 227-242.
- PALERO, F.; GUMIEL, P. & FERNÁNDEZ CARRASCO, J.** (1985): Ensayo de tipología de las mineralizaciones BPGC de la Alta Extremadura. *Bol. Geol. Min.*, XCVI(4): 381-412.
- PARDO, M. V. & GARCÍA ALCALDE, J. L.** (1984): Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 14: 79-120.
- PENHA, M. H.** (1973): *Caracteres metalogénicos de los yacimientos intragraníticos españoles de Uranio*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.
- PENHA, M. H. & ARRIBAS, A.** (1974): Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Bol. Geol. Min. España*, LXXXV: 271-273.
- PIEREN PIDAL, A. & NOZAL MARTÍN, F.** (1989): *Mapa geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 756 (Herrera del Duque)*. IGME
- PILES, E.; ANCOCHEA, E.; OLIVE, A. & PORTERO, J. M.** (1989): *Mapa geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 758 (Casas del Rio)*. IGME.
- PILLOLA, G. L. & GUTIÉRREZ MARCO, J. C.** (1988): Graptolites du Tremadoc du sud-ouest de la Sardaigne (Italie). *Geobios*, 21(5): 553-565.
- PINEDA, A.; GIL SERRANO, G. & MONTESERÍN, V.** (1980): Nota sobre las formaciones carboníferas de las Sierras de San Pedro y del Saltillo (Cáceres - Badajoz). *Tecniterrae* 33: 10-16.
- PLANT, J. & WATSON, J. V.** (1983): Metalliferous and mineralized granites in relation to regional metamorphism and fracture systems in northern Scotland. *Trans. Inst. Min. Metall.*, 92: 33-42.
- PLANT, J.; BROWN, G. C.; SIMPSON, P. R. & SMITH, R. R.** (1980): Signatures of metalliferous granites in the Scottish Caledonides. *Trans. Inst. Min. Metall.*, 89: 198-210.

- PLATA, J. L.** (1983): Nuevo método de cálculo de la densidad de reducción en gravimetría. *Bol. Geol. Min., XCIV(6): 510-520.*
- QUESADA, C.** (1991): Geological constrains on the paleozoic tectonic evolution of the tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics, 185: 225-245.*
- RAMÍREZ, E.** (1971): *Mapa geológico de España, 1/200.000, Hoja nº 51, Cáceres.* Serv, Publicaciones del IGME.
- RAMÍREZ RAMÍREZ, E.** (1952): Descripción geológica de la provincia de Cáceres (datos inéditos). Notas para el estudio de la metalogenia extremeña. *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, 28.*
- RAMÍREZ RAMÍREZ, E.** (1953): Sobre una mayor extensión de los macizos graníticos de la Extermadura Central. *Est. Geol., 9: 369-387.*
- RASMUSSEN, R. & PEDERSEN, L. R.** (1979): End corrections in potential field modelling. *Geophys. Prospecting, 27: 749-760.*
- REGULÓN, R.** (1988): Geoquímica y carácter metalífero en U y Sn del granito de Plasenzuela (Cáceres), *Bol. Soc. Espñ. Min., II(1): 101-112.*
- REGULÓN, R. & ARRIBAS, A.** (1989): Geología y geoquímica del granito de Montánchez (Cáceres). *Bol. Soc. Espñ. Mineralogía, 12: 68-69.*
- RGFE-73** (1975): *Informe sobre trabajos geodésicos 1971-1975.* XVI Asamblea de la As. De Geodesia de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional. Sección III, Grenoble 1975. Ministerio de Planificación y Desarrollo.
- ROCKWARE 7.0** (1991): *Earth Scientific Software.* Rockware Inc.
- ROSALES, F; CARBÓ, A. & CADAVID, S.** (1977): *Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales.* Bol. Geol. Min., LXXXVIII(6): 567-573.
- ROSO DE LUNA, I. & HERNÁNDEZ PACHECO, F.** (1957): *Hoja nº 705 (Trujillo - Cáceres).* Mapa geológico de España 1/50.000, IGME.
- ROWAN, L. C.; ANTÓN PACHECO, C.; BRICKLEY, D. W.; KINGSTON, M. J.; PAYAS, A.; VERGO, N. & CROWLEY, J. K.** (1987): Digital classification of contact metamorphic rocks in Extremadura, Spain using Landsat thematic mapper data. *Geophysics, 52(7): 885-897.*
- SAAVEDRA, J.; BLANCO, C. A.; GARCÍA, A. & RODRÍGUEZ, S.** (INEDITO): Estudio del granito de Trujillo (Cáceres).
- SAAVEDRA, J. & ARRIBAS, A.** (1974): Características y probable génesis de una estructura típica en granitos mineralizados de la provincia de Cáceres (España). *Stvdia Geol., VIII: 125-132.*
- SAAVEDRA, J. & GARCÍA SÁNCHEZ, A.** (1976): Geología del granito de Albalá (Extremadura Central, España) *Tecniterrae, 14: 10-23.*
- SABINE, E.** (1825): *An account of experiments to determine the figure of the earth by means of the pendulum vibrating seconds in different latitudes.* London.
- SAN JOSÉ, M. A.** (1983): El complejo sedimentario pelítico-grauváquico. IGME. *En: El libro Jubilar a J. M. Ríos, Tomo I, Geología de España, Sección II: 91-100.*
- SÁNCHEZ, N.; BERGAMÍN, J. F.; FERNÁNDEZ, C. & CASTRO, A.** (1996): Modelización gravimétrica en el SW de la Península Ibérica. *Geogaceta, 20(4): 951-954.*
- SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S. R.; MCGOWAN, J. & GUMIEL, P.** (1991): Hercynian transpressive tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone. West Spain. *Journal Geol. Soc. London, 148: 893-898.*
- SANTA TERESA, I.** (1982): Estudio en profundidad del granito de Orgaz, en base a datos gravimétricos. Tesis de Licenciatura U.C.M.

- SANTA TERESA, I.; CARBÓ, A.; CAPOTE, R. & CASQUET, C.** (1983): Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos. *Studia Geol. Salmanticensia*, XVIII: 237-250.
- SANTOS, J. A. & MEDINA, E.** (1978): Emplazamiento geológico y características de los filones mineralizados en ambligonita - casiterita de Valdeflores (Cáceres). *Tecniterrae*, 21: 1-7.
- SEGUIN, M. K. & FRYDECK I. J.** (1989): Densities et anomalies gravimétriques de l'intrusif du Mont Megantic. *Geoexploration*, 26: 33-46.
- SIEGERT** (1942): Determination of the Bouguer correction constant. *Geophysics*, VII: 29.
- SISSONS, B. A.** (1981): Densities determined from surface and subsurface gravity measurements. *Geophysics*, 46 (11): 1568-1571.
- STERNECK, R. VON** (1887): Der neue pendelapparat des K.U.K. *Militar Geographischen Institutes. Milit. Geogr. Inst.*, VII.
- SURIÑACH, E. & VEGAS, R.** (1988): Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Phys. Earth. Planet. Interiors*, 51: 226-234.
- SURFER** (1994): *Surfer for Windows* (v.6.00). Golden Software Inc. Colorado USA.
- TALWANI, M. & EWING, M.** (1960): Rapid computation of gravitational attraction of three dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25: 203-225.
- TAMAIN, G.** (1972): *Recherches géologiques et minières dans Sierra Morena Oriental. Espagne. These 3^{eme} cycle Univ. d'Orsay, Paris.* Pp: 870.
- TARÍN, G.** (1879): Reseña física y geológica de la provincia de Badajoz. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, T, VI. Madrid.
- TEXEIRA, C.** (1954): Os conglomerados do complexo xisto-grauvaquico ante-silurico. Sua importancia geologica e paleogeografica. *Com.Serv.Geol. Portugal*, 35: 5-19.
- TEIXEIRA, C.** (1955): *Notas sobre la geología de Portugal. O Complexo Xisto-Grauvaquico Ante-Ordoviciano.* (Ed.Autor). Empreinta Lit Flumiense. Lisboa. Pp: 50.
- TEJERO, R.; PERUCH, M. A.; RIVAS, A. & BERGAMÍN, J. F.** (1996): Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central. *Geogaceta*, 20(4): 947-950.
- TODHUNTER, I.** (1873): *A history of the mathematical theories of attraction and the figure of the Earth.* MacMillan and C.O. 1873, Dover Publ. Inc, New York 1962.
- TORGE, W.** (1989): *Gravimetry.* 465pp. W. de Gruyter. Berlin, New York.
- TORNOS, F. & GUMIEL, P.** (1992): El wolframio y estaño. En: *Recursos minerales de España*, J Garcia, y J.Martinez Frias Eds. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, Col, Textos Univ., 15: 379-394.
- TSUBOI, Ch. & FUCHIDA, T.** (1937-1939): Relations between gravity values and corresponding subterranean mass distribution. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 15: 636-649; 16: 273-284 y 17: 351-384.
- UGIDOS, J. M. & BEA, F.** (1976): Análisis comparativo de los granitos del área de Bejar-Plasencia con otros granitos "Younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta. *Stud. Geol.*, X: 45-59.
- VAJK, R.** (1951): Regional correction of gravity data. *Geofis Pura Appl. Vol.*, 19: 219-243.
- VENING-MEINESZ, F.A.** (1931): Une nouvelle méthode pour la réduction isostatique régionale de l'intensité de la pesanteur. *Bull.Géod.*, 29: 33-51.
- VERHEIJEN, P. J. T. & AJAKAIYE, D. E.** (1980): Analysis of errors in barometric elevations in northern Nigeria. *Geophysics*, 45(7): 1144-1152.

- VIDAL BOX, C.** (1944): La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes-Islas. *Las Ciencias*, 9: 82-111.
- VIGNERESSE, J. L.** (1983): Enracinement des granites armoricains estime d'apres la gravimatrie. *Bull. Soc. Geol. Mineral Bretagne*, 15: 1-15.
- VIGNERESSE, J. L.** (1990): Forme en profondeur du massif granitique de Flamanville (Cotentin). *C.R.Acad. Sci. Paris*, 311(2): 87-93.
- VIGNERESSE, J. L.** (1995a): Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249: 173-186.
- VIGNERESSE, J. L.** (1995b): Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, 249: 187-202.
- VIGNERESSE, J. L.** (1995c): Far and near field deformation and granite emplacement. *Geodinamica Acta*, 8(4): 211-227.
- VILAS, L. & SAN JOSÉ, M. A.** (1990): Stratigraphy of Autochthonous Sequences, Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer y Martinez Garcia Eds. Springer-Verlag. Pp: 145-146.
- VILLALOBOS, M.; JORQUERA, A.; APALATEGUI, O. & RODRÍGUEZ, J.** (1985): El Terciario continental y Cuaternario del sector meridional de la cuenca del Guadiana. *VII Reun. GOM. Preprint*.
- VILLAMOR, P.; CAPOTE, R. & TSIGE, M.** (1996): Actividad neotectónica de la falla de Alentejo-Plasencia en Extremadura (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, 20(4): 925-928.
- WILLIAMS, D. L. & FINN, C.** (1985): *Analysis og gravity data in volcanic terrain and gravity anomalies and subvolcanic intrusions in the Casada Range, USA., and other selected volcanoes*: 361-374. In: W.J.Hinze (Ed).
- WON, I. J. & BEVIS, M.** (1987): Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algoritms and Fotran souboutines. *Geophysics*, 52: 232-238.
- WOLLARD, G. P.** (1950): The gravity meter as a geodetic instrument. *Geophysics*, 15: 1-29.
- YENES, M.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; ÁLVAREZ, F.; DÍEZ BALDA, M. A & VIGNERESSE, J. L.** (1995): Aproximación a un modelo gravimétrico en tres dimensiones (3D) de los granitoides del área de La Alberca-Béjar (Zona Centroibérica). *Rev.Soc.Geol. Españ.*, 8 (1-2): 51-59.