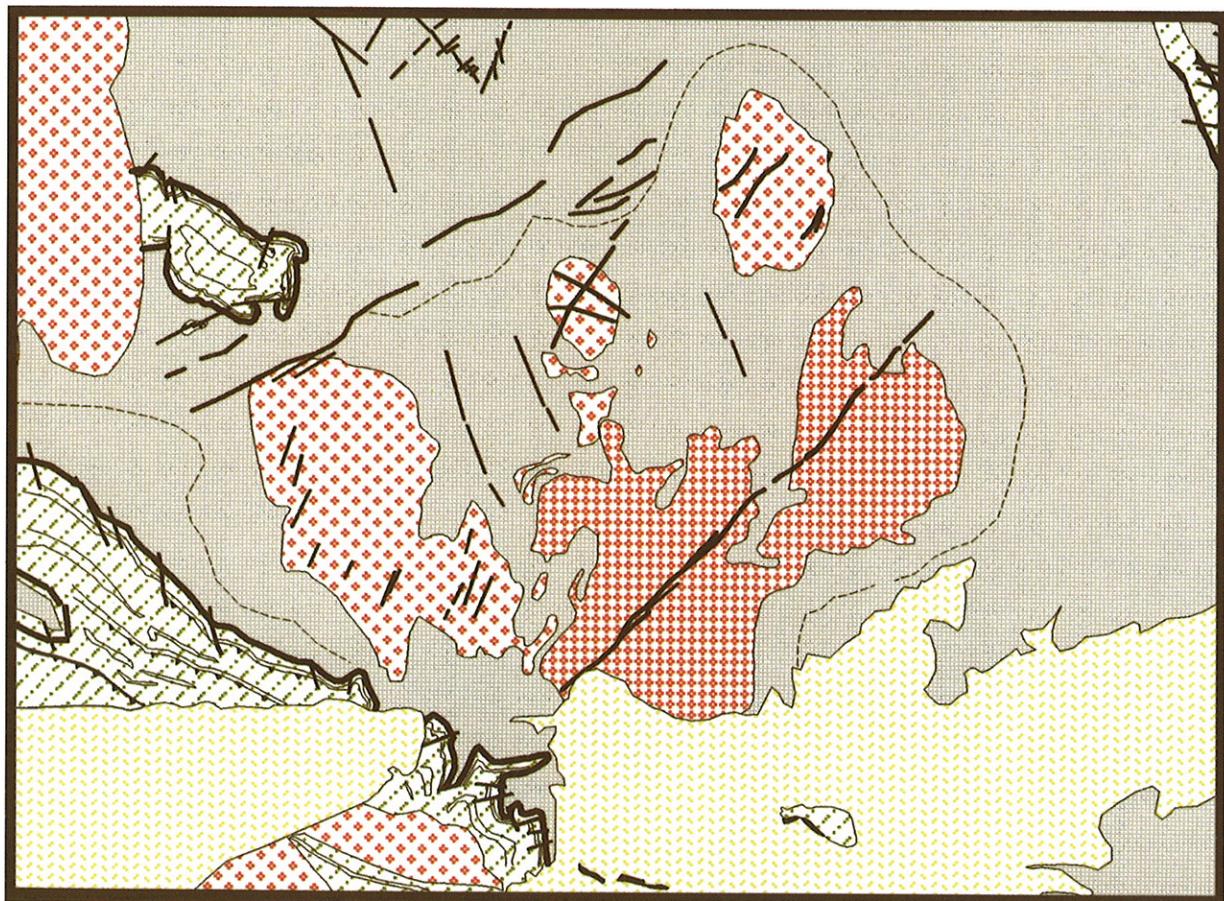




Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura



Escala 1:100.000

JUNTA DE EXTREMADURA

Enero 1998

Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura (a escala 1:100.000)

Autores:

PABLO GUMIEL MARTÍNEZ, ROCÍO CAMPOS EGEA
y la colaboración de
VICTORIO MONTESERÍN LÓPEZ

Esta publicación ha sido editada por la:

Consejería de Economía, Industria y Hacienda de la JUNTA DE EXTREMADURA.
Siendo consejero el Excmo. Sr. D. MANUEL AMIGO MATEOS

Bajo la dirección y supervisión del Ilmo. Sr. D. Alfonso Perianes Valle, D. Pedro García Isidro, D. Alfonso de las Llanderas López y D. Carlos Alcalde Molero, de la Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas.

La ejecución corrió a cargo de CARTOGRAFÍA MADRID, S. A.

PRESENTACIÓN

Extremadura es una región que posee un gran potencial minero-industrial tanto en el sector de las rocas y minerales industriales, como en rocas ornamentales, aguas minerales y termales y minerales metálicos, no metálicos y preciosos.

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 mineros propios, así como la ordenación y mejora del sector minero actual. En este sentido, esta Dirección General considera fundamental para su correcta y ágil investigación, evaluación y ordenación de dichos recursos, la existencia de una infraestructura geológica y minera que refleje con qué sustancias minerales contamos y cuál es su potencial minero.

Dentro de esta política, en el año 1987, fueron publicados por la Junta de Extremadura, el “MAPA GEOLÓGICO-MINERO DE EXTREMADURA, MAPA HIDROGEOLÓGICO DE EXTREMADURA”, así como el libro de “LA MINERÍA EN EXTREMADURA”, que pusieron las bases para la realización de los siguientes proyectos de investigación y publicaciones realizadas por esta Dirección.

No solamente es importante la realización de proyectos y publicaciones de tipo general, sino también lo son aquellos temas más concretos que den a conocer mediante su publicación los recursos, variedades y potencial de esta Comunidad. Ejemplo de esto lo tenemos con el “ATLAS DE ROCAS ORNAMENTALES DE EXTREMADURA” y “MINERALES GEOMOLÓGICOS DE EXTREMADURA”.

Como complemento entre la información de tipo general y temática y los estudios y datos que facilitan los proyectos de investigación de detalle, se encuentran aquellos encaminados a aglutinar la información existente, que nos aporte conocimientos con los que contar para una mejor planificación y coordinación de los trabajos a realizar, y más aún si esta información es aportada por profesionales con una extensa experiencia en este sector.

Este es el caso de la publicación que nos ocupa, la cual ha sido coordinada por el Doctor D. Pablo Gumié Martínez y realizada por él mismo y por Dña Rocío Campos Egea, contando con la colaboración de D. Victorio Monteserín López, D. Félix Bellido Mulas y D. Manuel Lombardero Barceló del Instituto Tecnológico y Geo-Minero de España.

D. Pablo Gumié conoce bien la geología y minería de Extremadura, pues cuando comenzó desde hace ya unos diecisiete años, inició sus recorridos, por la región, realizando una de las primeras clasificaciones tipológicas de yacimientos de Estaño-Wolframio de la Comunidad, estudios de detalle de las minas de antimonio de Alburquerque, de oro de La Codosera y estableciendo junto a otros técnicos ingleses un modelo metalogenético del Oeste de Extremadura que ahora se complementa con el estudio del centro de la región.

Por su parte, Dña Rocío Campos Egea conoce bien la zona, ya que está realizando su Tesis Doctoral sobre la aplicación de la gravimetría a los granitos de este sector y su relación con las mineralizaciones asociadas, D. Victorio Monteserín López es el coordinador y supervisor de las Hojas Geológicas MAGNA de la zona, D. Félix Bellido Mulas es un petrólogo de reconocida sol-

vencia en todo el ámbito del Macizo Hespérico, y D. Manuel Lombardero Barceló tiene gran experiencia en rocas industriales.

En esta publicación, tras una descripción estratigráfica general, se realiza un estudio de las rocas ígneas del sector, caracterización geoquímica, mineralizaciones, modelo evolutivo de la fracturación y su relación con la prospección de yacimientos minerales en la zona, estudio detallado de los principales yacimientos e indicios minerales (Estaño, Wolframio, Fosfatos, Zinc-Plomo-Plata, Antimonio, Barita, Litio y Minerales Radiactivos) e importancia de las rocas industriales del área (principalmente granitos, calizas y dolomías, arcillas, arenas, gravas y cuarcitas).

Estamos completamente convencidos de que esta publicación, por sus características será de gran interés para los profesionales del sector a la hora de extraer la información necesaria que les sirva como base para la investigación de los recursos que Extremadura puede aportar a la economía, tanto Regional como Nacional y dar a conocer como indica D. Pablo Gumié, que Extremadura es considerada una Provincia Metalogenética de gran importancia, con una potencia y variedad tipológica de los yacimientos de Estaño y Wolframio que la hacen una de las áreas consideradas estratégicas y de mayor interés dentro de las que componen el Macizo Hespérico.

Sirva además esta publicación para conocer un poco más esta Comunidad, sus tierras y personas que la habitan.

Ilmo. Sr. Director General
D. ALFONSO PERIANES VALLE

INTRODUCCIÓN

La idea de realizar un Mapa Geológico del Sector Central de Extremadura a escala 1:100.000 surgió al preparar la base geológica del estudio gravimétrico de los granitos del área, que uno de los autores (R. Campos) está realizando para su Tesis Doctoral. El resultado, después de varios años de trabajo, es el Mapa Geológico que aquí se presenta y que la Junta de Extremadura, a través de la Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas, de la Consejería de Economía, Industria y Hacienda, ha tenido a bien publicar. Vaya desde aquí nuestro agradecimiento.

La experiencia, que ha sido muy gratificante para los autores, supone un avance en el conocimiento de la geología de este área de Extremadura y sus recursos minerales.

- En primer lugar, se ha partido de la infraestructura geológica existente, utilizando la cartografía geológica de las 12 Hojas a escala 1:50.000 que cubren la zona y que son las siguientes : números 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 las Hojas realizadas, pero todavía sin publicar por el ITGE (Serie MAGNA), ha sido de gran importancia para la actualización de la geología de la zona.
- En segundo lugar, se ha dispuesto de 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 han consultado numerosos trabajos temáticos, así como Tesis Doctorales realizadas y Proyectos de Investigación llevados a cabo por el ITGE u otros Organismos (véanse referencias bibliográficas).
- En tercer lugar se han utilizado los datos inéditos de los autores, 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 de la investigación era ambicioso: conseguir un Mapa Geológico adecuado, a una escala que fuera útil. Se ha comprobado que la escala elegida (1:100.000) es útil tanto desde el punto de vista geológico propiamente dicho, ya que permite un análisis y cartografía detallada de los materiales y estructuras, como desde el punto de vista de su utilización de cara a los recursos minerales. Además, permite obtener una visión de conjunto, integradora, que es muy eficaz para comprender las estructuras y delimitar mejor las distintas formaciones geológicas.

Además del Mapa Geológico con los recursos minerales, se presenta una Memoria explicativa que ayudará a entender mejor el significado del mapa, su estructura y el porqué de la presencia de sus recursos. La memoria se ha estructurado de tal modo que el lector puede ir directamente a los temas específicos, dependiendo de sus propios intereses, y ampliar sus conocimientos mediante la consulta de las referencias bibliográficas que se adjuntan. Es recomendable que para tener una visión global de la zona se siga el orden establecido en la memoria: estratigrafía, rocas ígneas, geología estructural, yacimientos minerales y rocas industriales.

- En primer lugar, se describe la estratigrafía general de la zona, dividiendo los materiales en tres grandes unidades: materiales preordovícicos, paleozoicos y cobertera. Se describen en detalle las características de los sedimentos que integran la serie estratigráfica general, desde el Ordovícico hasta la cobertera terciaria.
- Posteriormente, se estudian las rocas ígneas del sector, en un intento de sintetizar las facies petrológicas de los granitoides y sus características geoquímicas, 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.
- Se hace un estudio detallado de los principales tipos de yacimientos e indicios minerales que se encuentran en el área, que principalmente 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, principalmente en cuanto a granitos, calizas y dolomías, arcillas, arenas, gravas y cuarcitas.

Muchas son las personas, que de una forma u otra, han contribuido a que este trabajo haya podido llevarse a cabo. Desde aquí nuestra gratitud a todas ellas. Desde el punto de vista técnico, V. Monteserín, coautor de la Memoria, F. Bellido, del ITGE, ha contribuido notablemente al desarrollo del apartado correspondiente a las rocas ígneas; primero, cediéndonos su base de datos geoquímicos de los granitos, lo que ha supuesto la utilización de análisis de elementos mayores y trazas de 175 rocas, recolectadas durante la realización de las Hojas MAGNA de la zona, y segundo, por su supervisión y aportaciones a ese apartado de la Memoria. Igualmente, M. Lombardero, del ITGE, ha aportado su conocimiento en lo que se refiere a las Rocas Industriales de la zona.

Por último, agradecemos a los hombres y mujeres de Extremadura, que con su compañía, alieno y honestidad, han hecho que esta “tierra” sea tan querida para nosotros, confirmando que si hay algo más importante que ella misma es su gente.

Índice

Presentación

Introducción

1. Localización Geográfica.....	11
2. Unidades Definidas en la Zona de Estudio.....	13
3. Estratigrafía.....	15
3.1. Materiales Preordovícicos.....	15
3.1.1. Proterozoico-Precámbrico Superior.....	16
3.1.2. Vendíense Superior	16
3.2. Materiales Paleozoicos	18
3.2.1. Ordovícico	19
3.2.2. Silúrico-Devónico Inferior.....	20
3.2.3. Devónico Superior.....	20
3.2.4. Carbonífero Inferior	21
3.2.5. Carbonífero Superior	21
3.3. Cobertura.....	22
4. Rocas Ígneas	25
4.1. Plutón de Trujillo.....	27
4.2. Plutones de Plasenzuela y Ruanes.	28
4.3. El Complejo Plutónico de Albalá y Montánchez.....	29
4.4. Plutones de Alijares y Zarza de Montánchez.....	31
4.5. Plutones de Santa Cruz y Zorita	32
4.6. Batolito de Cabeza de Araya	32
4.7. Granitos del Área de Mérida: Plutón de Sierra Bermeja.....	33
4.8. Apófisis Graníticas: El Trasquillo y Granito de Cáceres.....	33
5. Síntesis Petrológica y Geoquímica de los Granitoides del Área de Estudio	35
5.1. Granitoides de Afinidad Diorítica o Cuarzodiorítica.....	35
5.2. Granitoides Calcoalcalinos de Tendencia Alumínica	36
5.3. Leucogranitos	38
5.4. Otras Rocas: Granitoides pre-F3 de Deformación y Migmatitas.....	39
5.5. Rocas Igneas Tardihercínicas (Postcinemáticas).....	40
5.5.1. Diques Aplíticos y Pegmatíticos	40
5.5.2. Diques de Porfidos Graníticos y Cuarzomonzoníticos.....	41
5.5.3. Diques de Cuarzo	41
5.5.4. Diques de Diabásas.....	42
5.6. Caracterización Geoquímica de los Granitoides.....	42
6. Metamorfismo	49
7. Evolución Estructural: Cronología de las Deformaciones	51
7.1. Deformaciones Prehercínicas	51
7.2. Orogenia Hercínica	52
7.2.1. Etapa Distensiva Previa a la Compresión Hercínica.....	52
7.2.2. Deformaciones Compresivas Hercínicas	52

7.3. Evolución Cronológica de la Fracturación Tardihercínica.....	54
7.4. Deformación Alpina S.S.....	55
7.5. Implicaciones del Modelo de Fracturación Tardihercínica en la Exploración de Yacimientos Minerales en el Área	57
8. Yacimientos e Indicios Minerales	59
8.1. Minerales Metálicos e Industriales.....	60
8.1.1. Mineralizaciones de Estaño y Wolframio. Carácteres Generales de los Yacimientos.....	60
8.1.1.1. Filones de Cuarzo con Wolframita-Casiterita	61
8.1.1.2. Filones de Cuarzo con Wolframita.....	62
8.1.1.3. Filones de Cuarzo con Casiterita	63
8.1.1.4. Filones de Cuarzo con Scheelita-Casiterita.....	63
8.1.1.5. Mineralizaciones de Sn (Nb-Ta) Asociadas a Cúpulas Graníticas (Ambiente Apogranito).	71
8.1.1.6. Pegmatitas Estanníferas en Cúpulas Albíticas	73
8.1.1.7. Casiterita-Scheelita Asociada a Pórfidos Graníticos (Sistema Pórfidos de Sn-W-Mo-Greisen).....	73
8.1.1.8. Placeres con Estaño.....	75
8.1.2. Mineralizaciones de Fosfatos	75
8.1.2.1. Filones de Cuarzo-Apatito Intragraníticos y Extrabatolíticos.....	75
8.1.2.2. Filones y Diques de Cuarzo-Ambligonita.....	77
8.1.2.3. Mineralizaciones no Filonianas en Calizas del Carbonífero Inferior	77
8.1.3. Mineralizaciones de Zinc-Plomo-Plata-Cobre	78
8.1.3.1. Mineralizaciones de Esfalerita Mayoritaria, Relacionadas con Zonas de Cizalla	78
8.1.3.2. Mineralizaciones de Zn-Pb-Ag, como Removilizaciones en Venas Irregulares, Relacionadas con Zonas de Cizalla	79
8.1.3.3. Mineralizaciones de Pb-Zn-Cu en Filones de Relleno de Fracturas Tardías.....	80
8.1.4. Mineralizaciones de Antimonio.....	80
8.1.4.1. Filones de Cuarzo-Estibina	80
8.1.5. Mineralizaciones de Barita.....	81
8.1.5.1. Filones de Cuarzo-Baritina (Q-Ba) Intragraníticos	81
8.1.5.2. Filones de Cuarzo - Óxidos de Fe-Baritina (Pb) Extrabatolíticos.....	81
8.1.6. Mineralizaciones de Litio	81
8.1.6.1. Filones y Diques de Cuarzo-Ambligonita Intragraníticos	81
8.1.6.2. Filones de Cuarzo - Ambligonita - Montebrasita Extrabatolíticos	82
8.2. Minerales Radiactivos.....	82
8.2.1. Mineralizaciones de Urano.....	82
8.2.1.1. Filones de Cuarzo-Óxidos de U Intragraníticos	83
9. Rocas Industriales	87
9.1. Granitos	87
9.2. Calizas y Dolomías	91
9.3. Arcillas, Arenas y Gravas	91
9.4. Cuarcitas	91
10. Bibliografía	93

II. 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. Está delimitada por las siguientes coordenadas UTM; husos 29 y 30, A) 712800, 4393800; B) 283800, 4394000; C) 281800, 4320050; y D) 714800, 4319950, que delimitan 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).

Morfológicamente, el área de estudio constituye una extensa penillanura de altitud media 450 m, que está siendo degradada por la red fluvial actual. Esta penillanura coincide, a grandes rasgos, con las rocas metasedimentarias. Las rocas graníticas de algunos plutones se elevan suavemente sobre la misma, dando lugar a una morfología alomada. Por otra parte, 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, exceptuando el Río Guadiana que atraviesa la zona por el SE, destacan además, los Ríos Almonte, Magasca, Salor y Ayuela, que son parte de la Red Fluvial del Tajo y Lácara, Aljucén, Búrdalo y Pizarroso del Guadiana.

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 por una buena red de Carreteras Nacionales, incluyendo la Autovía de Extremadura que atraviesa la zona por su parte central, siendo también considerable el número de comunicaciones comarcales y locales.

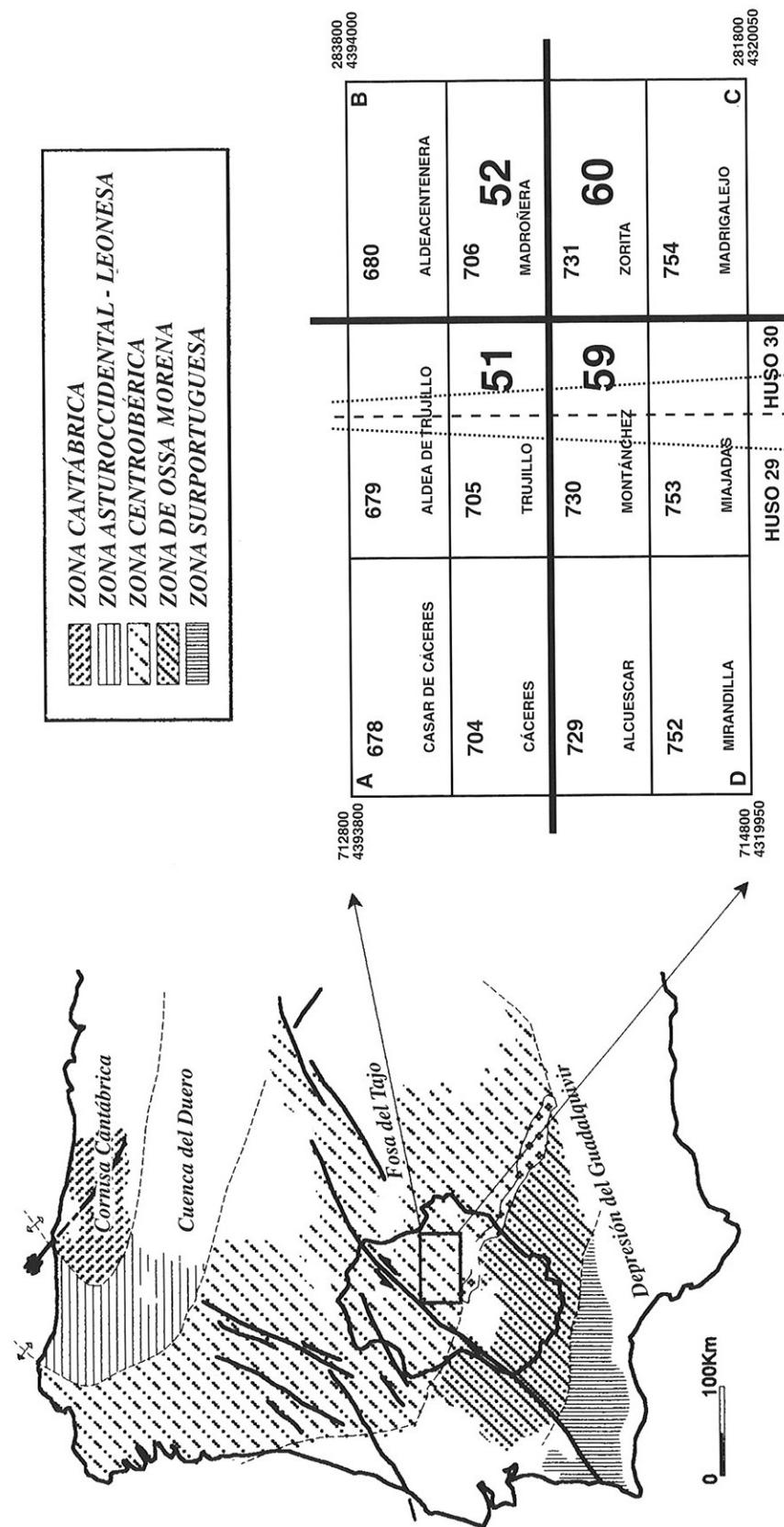


Figura 1. Situación geográfica de la zona de estudio. Hojas 1/200.000 y 1/50.000 del MTN. Coordenadas UTM (m)

2.

UNIDADES DEFINIDAS EN LA ZONA DE ESTUDIO

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 áreas (antiformas) en las que aflora la unidad detrítica conocida como Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), separadas por estrechas sinformas llenas por materiales paleozoicos, comprendiendo desde el Ordovícico Inferior (Arenig) hasta el Carbonífero Inferior (Tournesiense-Viseense) y Superior.

Otra característica 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 la Sierra de San Pedro.

- **Materiales Preordovícicos.** El registro estratigráfico del área de estudio se inicia con una potente serie turbidítica, monótona, atribuida al Grupo Domo Extremeño (Alvarez Nava *et al.*, 1988) de edad Proterozoico Superior, en la que alternan pizarras y grauvacas con facies conglomeráticas de muy variables potencias y dimensiones. Sobre estos depósitos de características *flyschoïdes*, que afloran tanto en la Zona Centroibérica como en la Zona de Ossa Morena, se sitúa, discordantemente y con irregular distribución, el Grupo Depositional Ibor, formado por conglomerados, areniscas y calizas y que se atribuye al Vendiente Superior.
- **Materiales Paleozoicos (post-Cámbicos).** Son litológicamente mucho más variados. 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) están escasamente representados (con problema de edad) 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 formado principalmente por conglomerados, aunque también tiene 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, Ruanes, Alijares, Zarza, Zorita y Granitos del área de Mérida).
- **Materiales de cobertura,** que 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.

3. 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 esta Provincia. En esta época caben destacar también los trabajos realizados por Luján (1854), Tarin (1879) y Gonzalo y Tarin (1879) de carácter general. El inicio del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 se realiza en 1928 y entre los trabajos publicados caben 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 están caracterizados 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 1954-1955), aunque conocido también por otras denominaciones. 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 (Precámbrico Superior), y, en segundo lugar las rocas paleozoicas postcámbricas.

3.1. Materiales Preordovícicos

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

San José (1983) sintetiza las formaciones correspondientes a los materiales preordovícicos, dividiéndolas 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 (Tomain 1972), o que son discordancias locales debidas esencialmente a procesos sinesedimentarios (Moreno 1977).

Más recientemente, y para el conjunto de sedimentos precámbrico-cámbicos de la mitad surooriental 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 Alcudiense Inferior.
- Grupo “Ibor” (Vendiente Superior), Alcudiense Superior.
- Grupo “Valdelacasa” (Vendiente Superior - Cámbico Inferior).

3.1.1. Proterozoico-Precámbrico Superior (19)

Las series “azocas” 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.

Para la zona de trabajo que nos ocupa los materiales del CEG (- 19 - Figura 2) corresponden al denominado Grupo “Domo Extremeño”. En líneas generales, se trata de una potente serie (más de 2.000 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.*) que de mayor a menor antigüedad se pueden describir como:

Las Pizarras de Estomiza que son un conjunto monótono muy pelítico, formado por lutitas grises negras masivas y con sulfuros diseminados. Este conjunto también puede estar formado por pelitas y limolitas bandeadas con mayor o menor contenido en material carbonoso.

La Formación Estomiza es con mucho la más extensa y predominante. Dentro de ella, las facies conglomeráticas presentan la característica esencial, de que su espectro litológico tiene una constitución casi exclusiva de cantos intracuenca, conociéndose como facies desorganizadas. Pueden ser matriz-soportadas (las más abundantes) y clasto-soportadas, encontrándose normalmente asociadas. Hay además otra facies con potencias que pueden alcanzar varios centenares de metros, formadas por bloques (del m^3 al Hm^3) y cantos. Las facies arenosas de la Formación Estomiza son las más ampliamente representadas, desde bancos métricos masivos hasta capas milimétricas; el tamaño de grano es muy variable, desde grueso-muy grueso a limo y fango. En general, se trata de litarrenitas de grano medio y matriz caolinítica o silícea; hay un gran porcentaje de fragmentos de roca de procedencia volcánica. Según la geometría, pueden distinguirse: facies masivas, tabulares, con cantos blandos aplastados; facies con estructuración interna, tabulares, planoparalelas y gradación positiva; facies heterolíticas, las más comunes, gradación visible y diversas estructuras sedimentarias.

En resumen, las facies y asociaciones de facies descritas para la Formación Estomiza permiten suponer un modelo de abanico submarino de alta eficacia de transporte.

Puntualmente se ha reconocido por encima de la Formación Estomiza otra formación (Formación Orellana- Matas et al., *op. cit.*), cuya característica más importante es la presencia de conglomerados matriz-soportados, redondeados y composicionalmente muy variados. Las facies arenosas son similares a las de la Formación Estomiza.

3.1.2. Vendiente Superior (20)

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,

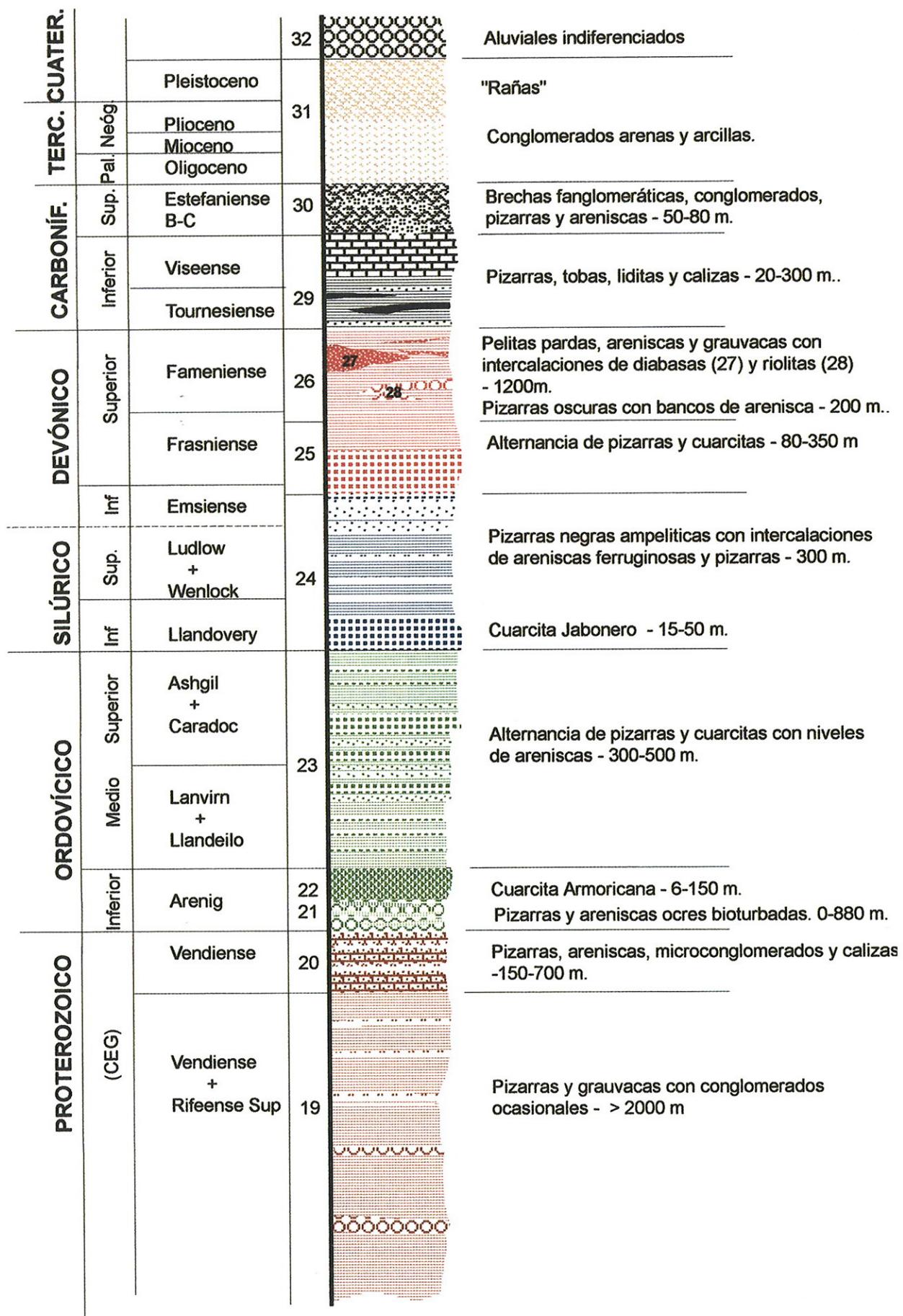


Figura 2. Serie estratigráfica generalizada (sin escala)

calizas y calcoesquistos (Figura 2). En los términos pelíticos se han encontrado algas macroscópicas clasificadas dentro del grupo Vendotaenidae. La potencia es muy variable a escala regional 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, alternancias milimétricas de lutitas gris oscuro (ricas en materia orgánica) y gris claro; 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. La matriz es relativamente escasa.

Las areniscas pueden tener gravas y serían continuidad lateral de los conglomerados. También las hay de grano medio-grueso o fino en bancos métricos (litaarenitas) con cantos blandos (“mud chips”), 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: calizas, calizas dolomitizadas (Foto 1) y dolomías (Leyva *et al.*, *op.cit.*), donde los procesos diagenéticos afectan a cada capa dependiendo del tamaño de grano y de la composición.

18

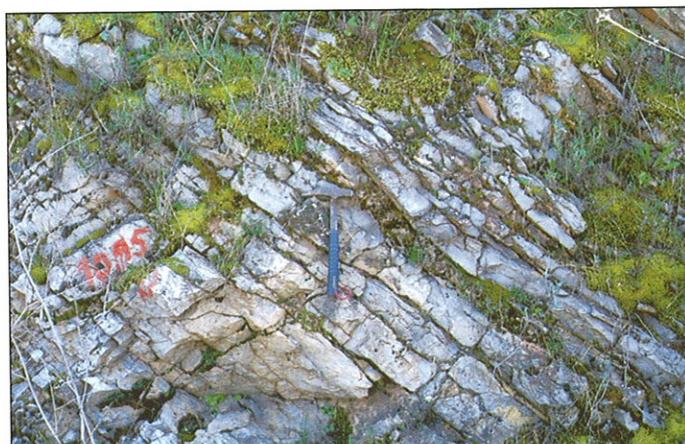


Foto 1. Facies carbonatadas del Vendiente Superior (Grupo Ibor). Alternancias bien estratificadas de Calizas dolomíticas y lutitas, en la carretera de Navalmoral de la Mata-Trujillo. Orientación de la foto NE-SO.

Son “wackstone” a “packstone” de grano medio a grueso y cemento esparítico, en capas centi-decimétricas 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.

3.2. 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 post-Cámbrico. Los límites entre estos episodios corresponden a discontinuidades sedimentarias.

3.2.1. 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 (véase apartado 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 (Hammann *et al.*, 1982, Pillola y Gutiérrez Marco 1988). Esta discordancia representa el límite entre dos Hiperciclos sedimentarios. Los materiales correspondientes al Ordovícico forman una megasecuencia sedimentaria que se puede subdividir en tres unidades sucesivas:

El *Ordovícico Inferior* (Arenig) 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 (véase Mapa), se encuentra una unidad basal que incluye conglomerados, pizarras y areniscas ocres bioturbadas (21), 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.*, *op.cit.*). Parece configurar un sistema deposicional que evoluciona desde fan deltas en paso a llanuras de marea y plataformas silicicísticas con dominio de tormentas.

Por encima se sitúa la Cuarcita Armoricana (22), próxima a la base del Paleozoico Inferior. Es una unidad destacable, que forma un buen horizonte cartográfico (Figura 2) y gran resalte (Foto 2) 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, Pídel y Nozal Martín 1989).

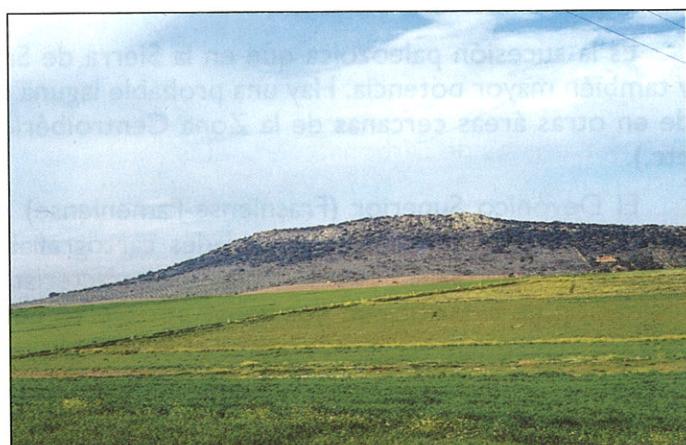


Foto 2. Panorámica de un afloramiento típico de la Cuarcita Armoricana (Arenig) en el Sinclinal de Cáceres. Tomada en las proximidades del kilómetro 12 en la Carretera de Miajadas a Cáceres. Orientación de la foto S-N.

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.

El Ordovícico Medio-Superior se ha agrupado como una unidad cartografiable (23) en el Mapa (no es tal unidad de sedimentación). 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 Ocres 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 representan una tectónica cada vez más activa.

3.2.2. 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 que se presenta en el Mapa, el Silúrico (24) comprende el Inferior (Llandovery), el Superior (Wenlock-Ludlow) y el Devónico Inferior (Emsiense).

El Silúrico comienza en la Sierra de San Pedro por las cuarcitas claras (“Cuarcita del Jabonero” Llandovery). Las potencias oscilan entre 15 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.

20 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.

3.2.3 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, etc.).

El Devónico Superior (Frasniense-Fameniense) tiene una potencia total estimada de más de 1.600 m (Figura 2) con varias unidades cartografiadas. En el tramo más alto de este Devónico Superior 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 (véase apartado 7).

El Devónico Superior (Frasniense) (25) 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 y 300 m.

El Devónico Superior (Frasniense-Fameniense) (26) 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 cartografiadas y abundantísima participación volcánica [tobas, cineritas, diabasas (27) y riolitas (28)]. Estos niveles de riolitas son diferentes de los diques de riolita (2) que localmente, por ejemplo al norte de

Garciaz, atraviesan el CEG], puede alcanzar los 1.200 m de potencia, aunque puede ser difícil de estimar, por los recubrimientos que podrían ocultar importantes accidentes tectónicos.

3.2.4. 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 y 200 m.

En el Sinclinal de Cáceres se diferencian tres formaciones litológicas 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 dolomías de color gris oscuro y fétidas, parcialmente karstificadas (Foto 3).
- Pizarras grises a negruzcas con niveles arenosos intercalados discontinuos.



Foto 3. Calizas del Carbonífero Inferior (*Tournesiense-Viseense*) karstificadas, en el núcleo del Sinclinal de Cáceres. Entrada a la Cueva de Maltravieso (Cáceres capital). Orientación de la foto S-N.

21

3.2.5. Carbonífero Superior

El Carbonífero Superior (30) se encuentra excepcionalmente representado en la Hoja de Alcuéscar, y está constituido por brechas fanglomeráticas, conglomerados rojos a grises fluvio-torrenciales, areniscas de espesor muy variable y pizarras (Figura 2). Los conglomerados son poligénicos, heterogranulares (Foto 4), y muestran una disminución del tamaño de los cantos de muro



Foto 4. Conglomerados poligénicos y heterogranulares, con cantos de cuarcita principalmente, pizarras, areniscas, vulcanitas y calizas. Su edad es Carbonífero Superior (Estefaniense B Medio a Estefaniense C). Rincón de Ballesteros. Orientación de la foto NO-SE.

a techo. La matriz es areniscoso-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 más de 50-80 m de potencia, se interpretan como de abanicos aluviales (“abanicos húmedos”), con grandes canales trenzados y reducción progresiva de la actividad tectónica en el frente donde se enraizan. 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).

3.3. Cobertura

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

Los materiales neógenos constituyen el relleno principal de las cuencas del Tajo y Guadiana 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.

22 Cuando hay rellenos de pequeñas fosas tectónicas (de tipo “pull-apart”), se encuentran dos unidades deposicionales; una inferior, arcillosa, con escasos conglomerados, y otra superior de sedimentos conglomeráticos de abanicos aluviales proximales (Capote *et al.*, 1996). La unidad arcillosa inferior contiene la única fauna de vertebrados descrita en el Terciario Extremeño (Hernández Pacheco y Crusafont 1960).

En el Plio-Pleistoceno destacan las formaciones detríticas de “Rañas”, depositadas sobre materiales paleozoicos, granitos (Foto 5), o bien materiales miocenos, de forma caótica, sin ninguna estratificación, y cuya potencia generalmente oscila entre 6 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 Villafranquense (Muñoz 1976), de forma que el medio que originó



Foto 5. Depósitos de “Raña” sobre rocas graníticas (monzogranitos de dos micas) del complejo plutónico de Sierra Bermeja (Mérida). Carretera Cáceres-Mérida. Orientación de la foto O-E.

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 a 20 m (Molina 1975, Martín Serrano y Nozal 1989).

Entre los depósitos cuaternarios 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 Guadiana. 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 cobertura no han sido objeto específico de investigación en este trabajo, en la cartografía del Mapa se presentan como del Terciario indiferenciado (Oligoceno-Plioceno) (31). Igualmente, tan sólo se han representado los aluviales indiferenciados (Cuaternario) (32) de los principales sistemas fluviales de la zona; es decir, los Ríos Guadiana, Zújar, Búrdalo y Gargaligas.

4. ROCAS ÍGNEAS

En el territorio extremeño se pueden diferenciar cuatro grupos de rocas ígneas intrusivas en base a su relación con los diferentes ciclos orogénicos:

- Rocas ígneas precámbricas.
- 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.

25

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 del Mapa se ha procurado agrupar facies magmáticas comunes a los diferentes intrusivos (Tabla 1, capítulo 5), 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 poliintrusivo (véase Mapa).

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

Hay que destacar los trabajos 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.

- 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 de Ruanes y Zarza.

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

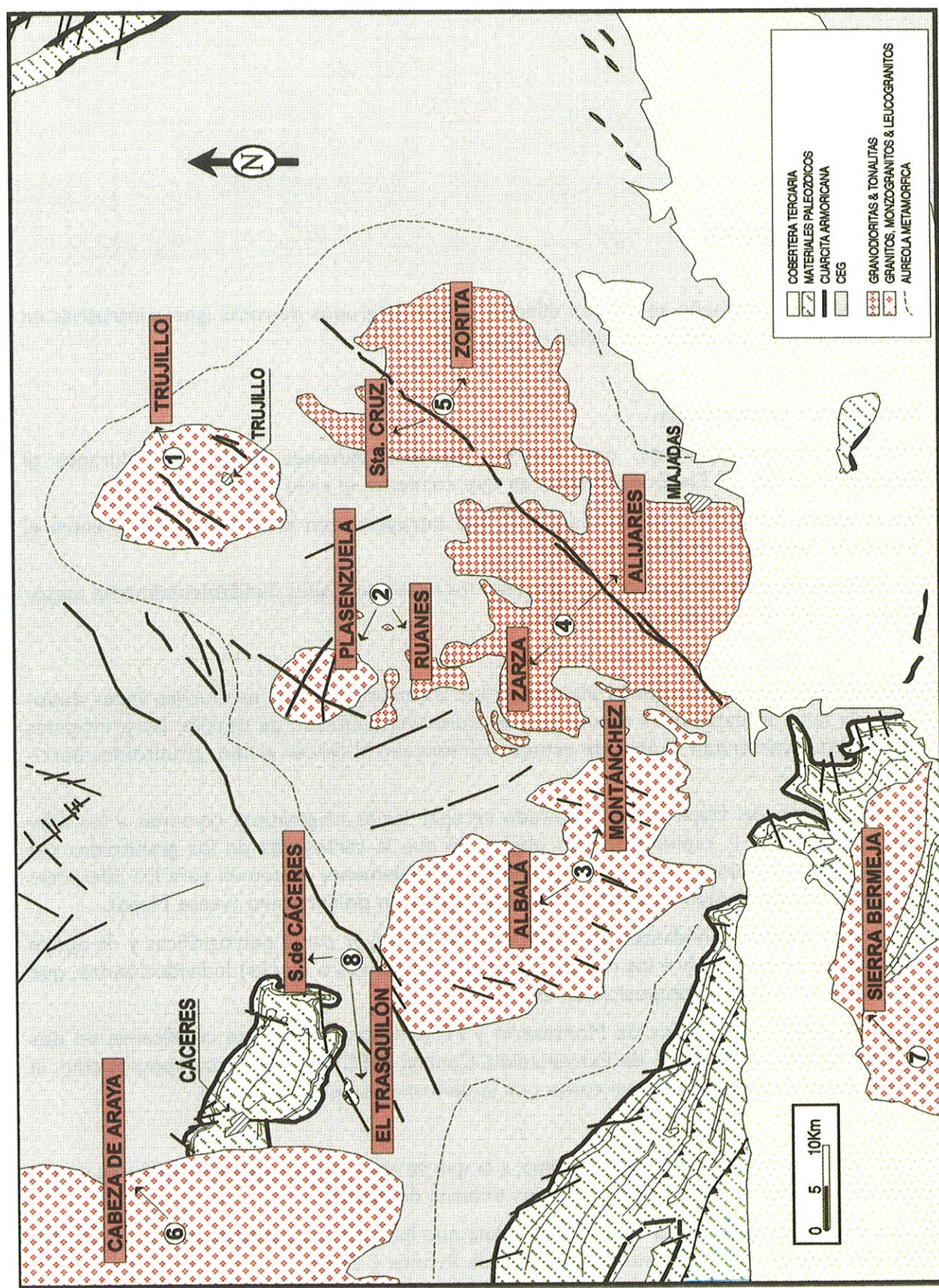


Figura 3. Situación de los plutones graníticos en el área de estudio

- Magmas cuarzodioríticos (A), representados por los plutones, de Zarza, 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, Plasenzuela y Trujillo (sector oriental) 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 (Figura 3), dada la importancia volumétrica que las rocas ígneas tienen en el área de estudio y por su relación espacial y probablemente genética con las mineralizaciones de la zona.

4.1. Plutón de Trujillo

El Plutón de Trujillo tiene una forma elíptica con eje mayor de dirección aproximada N-S, e intruye en los materiales del CEG. En el borde Norte del plutón, el CEG presenta una S_2 de creñulación, 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 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 de Trujillo 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. Recientemente, Monteserín y Peréz 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:

- En la parte central del plutón, granito de grano fino a medio con escasa biotita y abundante presencia de minerales leucocráticos, moscovita y turmalina. 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.
- Granito porfídico, que se distribuye en el borde externo 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 la facies presenta 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:

- 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 ($20-24^{\circ}$) 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.

28

4.2. Plutones de Plasenzuela y Ruanes

El plutón de Plasenzuela (Figura 3 - véase Mapa), 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 cartografiadas 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 de fuera a dentro del plutón:

- 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° - 140°E y N20° - 30°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 O y constituyen el tercer grupo de diques definidos por Castro (1984), en Plasenzuela forman un peculiar y característico anillo completo en torno al Plutón, a veces, separado de los materiales graníticos por metasedimentos. La forma anular en torno al Plutón, 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 del plutón muestra deformación por mecanismos de cizallamiento dúctil hercínico y sentido sinistral.

Reguilón (1988) diferencia también tres fáces en el granito de Plasenzuela:

- 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 metálico”.

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, de origen más profundo que los granitos, correspondientes a la serie alcalina y presentan un aspecto microgranulado y color grisáceo. Son facies ricas en plagioclásas y biotitas y relativamente pobres en cuarzo. Suelen presentar bastantes enclaves micáceos cuya abundancia relativa suele ser mayor en los bordes de los macizos (Gil Serrano *et al.*, 1980).

4.3. 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 (Figura 3), 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 (Corretge 1971), petrográfico-estructurales (Castro 1984), geoquímicos de carácter general (Bea *et al.*, 1987) o metalogénicos de tipo general (Penha 1973, Gumié 1984, Arribas *et al.*, 1987, Gumié 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 Gumié 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).

Por otra parte, 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 Hercínico. Este esquema explicaría la zonación batolítica de magmas

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 (véase Mapa).
- Los granitoides de afinidad cuarzodiorítica son granodioritas y tonalitas biotíticas que se presentan en pequeños cuerpos aislados, entre los Stocks de Albalá y Montánchez.
- Facies de leucogranitos: los leucogranitos se presentan hacia los bordes de los cuerpos intrusivos (por ejemplo, al Norte y 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 C/S, (anteriormente reconocida por Castro 1984) debida a los efectos de un cizallamiento dúctil hercínico de sentido sinistral con planos C($N170^{\circ}$ E) y planos S($N20^{\circ}$ 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 7 de esta memoria.

4.4. 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 3). Está compuesto por una serie de bandas fuertemente deformadas de diferente composición, orientadas en dirección NNE-SSO, 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, leucogranito moscovítico 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 está compuesto en su totalidad por granitoides del grupo A (magmas cuarzodioríticos) 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 sur-oeste del plutón.
- Una facies minoritaria cuarzodiorítica de grano medio con anfibol y cordierita.

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. En este granito se pueden diferenciar dos subfacies: leucogranitos moscovíticos y granitos o granitos adamellíticos. b) Un granito porfídico de dos micas que muestra ocasionalmente cristales de cordierita. Existe 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 que 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 y de feldespato alcalino:

- 30
- 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 occidental del Plutón, el cual se encuentra poco o nada deformado.
 - Unidad de afinidad cuarzodiorítica formada por una banda granodiorítica cizallada, adosada al borde E del plutón de Montánchez, la cual presenta una intensa deformación por cizallamiento simple N-S sinistral.

Recientemente, Gumié 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 (véase Mapa). El estudio geoquímico de facies se ha realizado en base a Elementos Mayores, Trazas y Tierras Raras, contribuyendo así al conocimiento de la evolución geoquímica de las rocas magmáticas y poniendo 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:

- Las facies centrales están ocupadas por monzogranitos biotíticos de grano medio a fino en el caso de Albalá, y granitos moscovíticos de grano medio en el caso de Montánchez, ambos granitoides calcoalcalinos de tendencia alumínica. Asimismo, se encuentran monzogranitos de

4.5. Plutones de Santa Cruz y Zorita

Entre los primeros trabajos hay que destacar los de Roso de Luna y Hernández Pacheco (1957), quienes describieron el granito de la Sierra de Santa Cruz como un granito microgranulado y porfiado 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”. Asimismo, diferenciaron el granito de Abertura de grano grueso y gran uniformidad, y el granito del borde Oriental o de Cabeza Parrales (refiriéndose a Zorita), de carácter granulado, 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.

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 de orientación 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 condicionada por fracturas.

Desde un punto de vista petrográfico, las tres facies presentan las siguientes características (véase Mapa):

32

- 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 sericitico-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 con fuerte buzamiento al Este, que aunque se ha cartografiado como una unidad litológica, en realidad es un conjunto metatexítico 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 ptigmáticos. Petrográficamente, la única diferencia con la facies intermedia es de tipo textural y por su mayor contenido en cordierita.

4.6. 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, de las cuales tres son representantes genuinas del Batolito:

- Granitos de grano grueso no porfídicos de tendencia alcalina.
- Granitos y granodioritas con megacristales 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.

4.7. Granitos del Área de Mérida: Plutón de Sierra Bermeja

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 pertenecen los plutones de Sierra Bermeja, Proserpina y Valdetorres; los tres están constituidos por una facies de borde de un granito biotítico porfídico, de composición intermedia entre granodiorita y monzogranito, y otra facies central, que es un monzogranito de dos micas de grano medio con cordierita.

El plutón de Sierra Bermeja, forma un cuerpo alargado de dirección 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 dos facies: un granito de dos micas con cordierita, que ocupa la parte central del plutón, y un granito biotítico que ocupa las zonas marginales del mismo.

4.8. Apófisis Graníticas: El Trasquilón y Granito de Cáceres

El granito de El Trasquilón está situado a 12 kilómetros de Cáceres (Figura 3). Se trata de la parte apical de un asomo granítico (ambiente apogranito) que atraviesa los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico. Tiene una forma elipsoidal (Figura 13), cuyo eje mayor de dirección E-O llega a 1.100 m y el eje menor, de dirección N-S, es de aproximadamente 750 m.

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

- Granito moscovítico, a veces porfídico, con albitización incipiente, desarrollo local de anillos de Liesegau 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 (véase apartado 8). Petrográficamente, está constituida por moscovita y plagioclasa (albita), junto con cuarzo que rellena espacios intergranulares. 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 ambligonita (véase apartado 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 ambligonita.

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 (véase apartado 5).

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

Finalmente, los granitos que se encuentran en el Sinclinal de Cáceres (véase Mapa) afloran en la terminación oriental del Sinclinal. Se trata de 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.

5. SÍNTESIS PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LOS GRANITOIDES DEL ÁREA DE ESTUDIO

Las facies petrológicas de los granitoides que se han diferenciado en la cartografía del área de estudio son las que a continuación se exponen (Tabla 1). Se han considerado las más adecuadas por dos razones principales; en primer lugar, porque son las más comunes, ya que suelen estar presentes en la mayoría de las intrusiones, y, en segundo lugar, porque cubren un amplio espectro, comprendiendo 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 1
Tipos de granitoides hercínicos en el área de estudio

- | | |
|--|--|
| | <ul style="list-style-type: none"> I. Granitoides de afinidad diorítica o cuarzodiorítica <ul style="list-style-type: none"> A) Granodioritas biotíticas (16) B) Tonalitas biotíticas con apatito (17) C) Dioritas y cuarzodioritas anfibólicas (18)
 II. Granitoides calcoalcalinos, de tendencia alumínica <ul style="list-style-type: none"> A) Granitos de dos micas (10) B) Granitos biotíticos porfídicos (11) C) Monzogranitos biotíticos (12) D) Monzogranitos de dos micas (13), a veces con abundantes restitas (14) E) Granitos moscovíticos (15)
 III. Leucogranitos <ul style="list-style-type: none"> A) Leucogranitos de dos micas (8) B) Leucogranitos moscovíticos (9) |
|--|--|

(Los números corresponden a los que tienen dichas rocas en el Mapa adjunto)

5.1. 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 (Foto 6) 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.



Foto 6. Granodiorita biotítica del plutón de Zarza de Montánchez. A veces se observan xenolitos. Orientación de la foto N-S.

Tonalitas bióticas (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 (Foto 7), y como minerales accesorios turmalina y apatito.

36

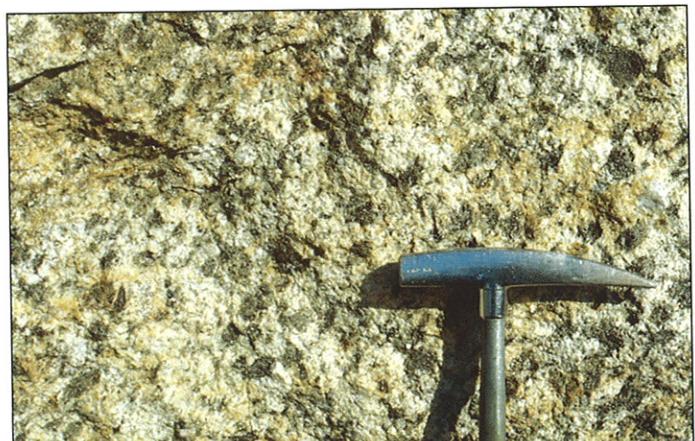


Foto 7. Tonalita biótica en el plutón de Montánchez. Obsérvese la biotita en agregados o “glomérulos”. Carretera de Montánchez a Albalá. Orientación de la foto N-S.

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 (Foto 8). Estas rocas están afectadas por cizallamiento dúctil hercínico, de orientación dominante NO-SE y sentido sinistral (Véase Mapa).

5.2.- 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 los pequeños stocks del Puerto de

Santa Cruz en el batolito de Zorita y la apófisis de Carmonita. Son rocas de grano medio, con cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y cantidades variables de biotita, moscovita y turmalina.



Foto 8. Diorita anfibólica de grano medio, con plagioclasa sódica, homblenda y biotita. Appinitas de Aljucén, complejo plutónico de Sierra Bermeja (Mérida). Orientación de la foto S-N.

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 megacristales de feldespato potásico de tamaño centimétrico (Foto 9), cuarzo y biotita muy predominante. Como minerales accesorios presentan cantidades variables de granate y cordierita generalmente alterada a pinnita.



Foto 9. Granito biotítico porfídico de la facies externa del complejo plutónico de Sierra Bermeja (Mérida). Obsérvese el tamaño centimétrico de los megacristales de feldespato potásico y la abundancia de biotita. Orientación de la foto N-S.

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 deformados 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 gradacio-

nal presenten abundantes restitas (14) y que haya una convergencia composicional con las grano-dioritas.

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

5.3. 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 (Foto 10), 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 Mirandilla.

38

Foto 10. Leucogranito de dos micas, de grano fino, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y cantidades semejantes de moscovita y biotita. Carretera de Mérida a Mirandilla. Orientación de la foto O-E.



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 (Foto 11). La biotita está ausente y los procesos de alteración (moscovitización, albitización y potasificación) son frecuentes. Se considera que pertenecen al grupo de granitos “metalogénicamente especializados”, de gran interés por las mineralizaciones de Sn, W, U y P que llevan asociadas (véase apartado 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 (véase Mapa). Forman una



Foto 11. Leucogranito moscovítico de grano fino, con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita muy abundante y turmalina. Carretera de Alcuéscar a Montánchez, kilómetro 11,5. Orientación de la foto NO-SE.

aureola externa en el plutón de Plasenzuela, y constituyen el núcleo central en el complejo de Zarza-Ruanes (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 (Foto 12) o aplopegmatíticos acompañantes de dichos sistemas y que también son de gran interés metalogénico (véase apartado 8).



Foto 12. Diques aplíticos constituidos por leucogranito moscovítico con abundante turmalina. Borte oriental del stock de Plasenzuela. Orientación de la foto SO-NE.

5.4. Otras Rocas: Granitoides pre-F3 de Deformación y Migmatitas

Ortöneises acidos e intermedios (6). Son rocas de naturaleza ortoderivada, deformadas y de aspecto nefísico que afloran de forma restringida al Norte del complejo diorítico de Aljucén. Composicionalmente son leucotonalitas y granodioritas, con facies de borde más cuarzodioríticas. En general, pueden considerarse como granitoides de feldespato calcoalcalino. La deformación es debida a la 3^a fase hercínica (véase capítulo 7) y se traduce en cizallamientos dúctiles, de orientaciones preferentes NO-SE y ONO-ESE ($N110^{\circ}$ 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 Zorita. Son migmatitas tipo “schlieren” (Foto 13), 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.

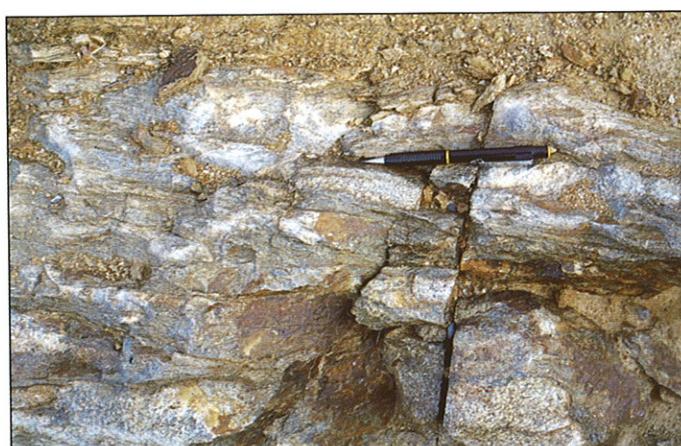


Foto 13. Migmatitas tipo “schlieren” con diferenciados graníticos (lechos leucocráticos). Banda migmatítica de orientación NNO-SSE en el plutón de Santa Cruz. Carretera de Santa Cruz de La Sierra a Madroñera, km 4,5. Orientación de la foto NE-SO.

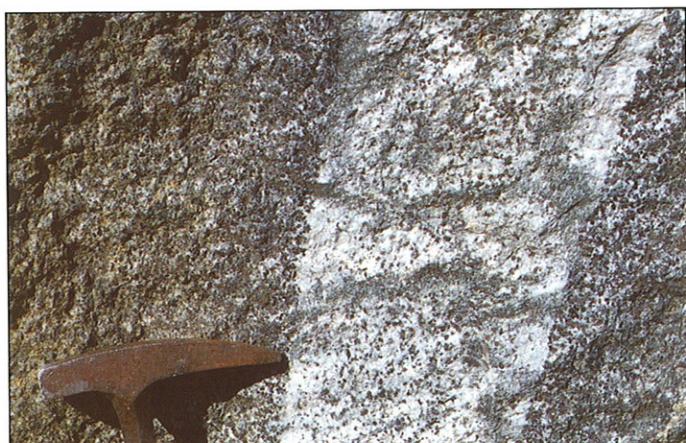
5.5. Rocas Ígneas Tardihercínicas (Postcinemáticas)

5.5.1. 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 8 de esta memoria).

40

Foto 14. Dique aplítico de orientación NE-SO, con buzamientos subverticales y potencias métricas, intrabatolítico en las dioritas anfibólicas de Aljucén. Orientación de la foto S-N.



Los haces de diques tienen una orientación dominante NE-SO, con buzamientos subverticales (Foto 14) y horizontales (Foto 15); son especialmente abundantes en las proximidades de los indicios filonianos (véase Mapa). Pueden ser intra (Foto 14) o extrabatolíticos (Foto 15). 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 (Foto 14) y, finalmente, destacan por su abundancia los peribatolíticos del stock de Plasenzuela (Foto 15). En situación extrabatolítica hay numerosos diques al Norte de Albalá y en el Sinclinal de Cáceres en las proximidades del indicio de Valdeflórez (véase apartado 8).

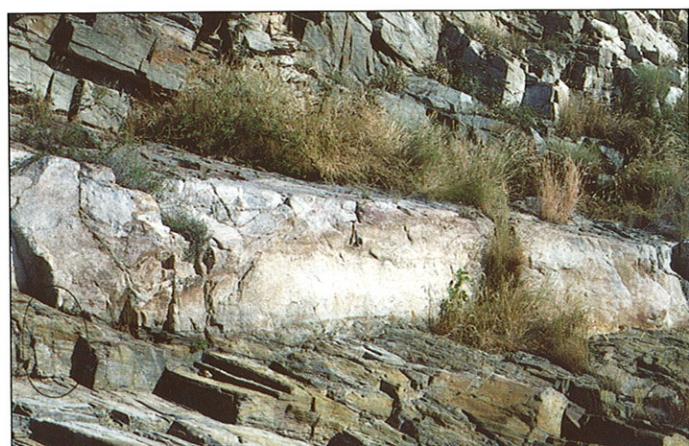


Foto 15. Dique aplítico subhorizontal, de orientación ONO-ESE, en el CEG del borde oriental del stock de Plasenzuela. Orientación de la foto SO-NE.

5.5.2. Diques de Pórfidos Graníticos y Cuarzomonzoníticos (3)

Pórfidos graníticos. 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 (Foto 16) y cuarzo-sericíticas, y a veces se suele encontrar turmalina y fluorita accesorias.

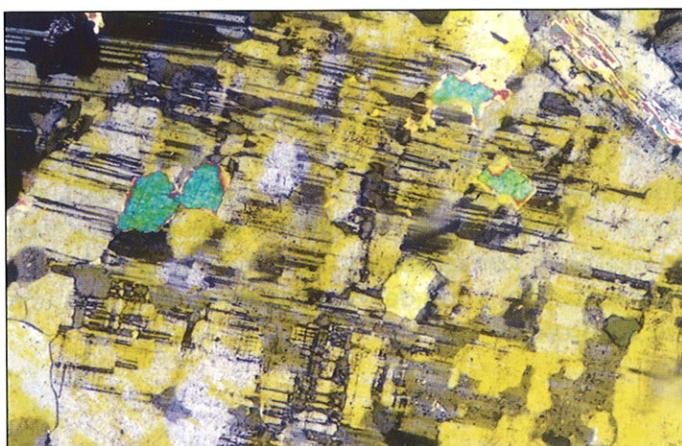


Foto 16. Alteración potásica (microclinización de plagioclasas) en pórfidos graníticos y cuarzomonzoníticos de El Sextil, Almoharín (Cáceres). Microfotografía N.C. (Nícoles cruzados x90).

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 (véase Mapa), 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 bióticas 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 en el indicio n° 49, atravesando monzogranitos de dos micas, y donde se pueden obtener numerosos criterios cinemáticos (véase apartado 7), y en el indicio de El Sextil (n° 52), al Sur de Almoharín, de gran interés metalogénico (véase apartado 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_o y S_i). Tiene una longitud aproximada de unos 15 Km y potencias que oscilan entre 10 y 350 m. El dique muestra un bandeadado 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 C/S, 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, debida a la 4^a fase de deformación, es congruente con la orientación del dique, principalmente su rama oriental, que además es la que ha sufrido mayor extensión (véase apartado 7).

5.5.3. 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 aplópegmatíticos; por ejemplo, en el stock de Plasenzuela, Trujillo, Albalá, Montánchez, Mirandilla y Carmonita. En situación extrabatolítica, en las proximidades de Ruanes, Zorita, Abertura 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 o extrabatolíticos. 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 8 de esta memoria.

5.5.4. 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.

5.6. Caracterización Geoquímica de los Granitoides

La información geoquímica existente sobre los plutones que integran el Batolito de Extremadura Central es muy desigual. En primer lugar, hay datos petroquímicos de carácter local, que provienen en su mayor parte de trabajos de Tesis doctorales o publicaciones específicas, (por ejemplo, Corretgé 1971, Reguilón y Arribas 1989, Gallego 1992, etc.). En segundo lugar, los datos petroquímicos de los granitos se refieren principalmente a elementos mayores, siendo muy difícil obtener datos de elementos trazas y son prácticamente inexistentes los datos analíticos de Tierras Raras y análisis isotópicos.

Tiene gran interés, ya que es la primera recopilación geoquímica de elementos mayores para los granitoides del Macizo Hespérico, el trabajo realizado por Bea *et al.*, (1987), en el que se incluyen varios plutones de la zona; Cabeza de Araya, Albalá, Montánchez, Trujillo y Plasenzuela. Recientemente, Gumié y Campos (1993) contribuyen al conocimiento geológico y geoquímico de los granitoides de Albalá y Montánchez, utilizando elementos mayores, trazas y Tierras Raras (TR) para su caracterización, destacando aquellos que pueden llevar asociadas mineralizaciones de Sn y W. Igualmente, Gallego (1992) utiliza elementos mayores, trazas y TR para el estudio geoquímico de la cúpula de El Trasquilón.

La caracterización geoquímica de los plutones que se presenta en este trabajo, se ha realizado en base a los siguientes datos geoquímicos de los granitoides; en primer lugar, se han utilizado los datos analíticos de los granitoides recolectados para la elaboración del trabajo de Gumié y Campos (1993) para la zona de Albalá y Montánchez. En segundo lugar, se han utilizado los datos geoquímicos de elementos mayores y trazas, de la base de datos cedida por Bellido, de las muestras recolectadas durante la realización de las Hojas de MAGNA de la zona de estudio y que cubren los plutones de Zorita, Trujillo, Albalá, Montánchez y Plasenzuela. Finalmente, se han utilizado también los datos geoquímicos de Gonzalo (1987) respecto a elementos mayores de las appinitas (dioritas y cuarzodioritas anfibólicas) de Aljucén (Mérida) y los leucogranitos de El Trasquilón (González Aguado y Gumié 1984, Gallego 1992).

Se han utilizado medias, desviaciones típicas y rango de variación de los contenidos en elementos mayores para cada uno de los plutones (Tabla 2), y en base a estos datos, se puede concluir lo siguiente:

- En primer lugar, hay lógicamente una correspondencia apreciable entre los datos petrológicos y geoquímicos.

- Las facies más básicas corresponden a los granitoides de afinidad diorítica y cuarzodiorítica (appinitas de Aljucén, dentro del complejo plutónico de Mérida). Estas rocas tienen un contenido medio en SiO_2 (57,42%) muy por debajo del resto de las facies plutónicas y, por el contrario, mayor enriquecimiento en TiO_2 (0,68%), FeO (5,2%), Al_2O_3 (16,92%), MgO (5,16%) y CaO (7,75%) que las restantes facies (Figura 4). Le siguen en este sentido las granodioritas y tonalitas bióticas de los complejos plutónicos de Zarza-Ruanes-Santa Cruz-Zorita, y con menor desarrollo en Albalá y Montánchez.
- En general, son más ácidos los granitos de Montánchez, Albalá, Trujillo y Plasenzuela. Los que tienen un mayor contenido en SiO_2 corresponden a los plutones de Plasenzuela y Trujillo (73,08 y 72,46%, respectivamente), pero de todos los granitoides del área de estudio, los leucogranitos, en particular los del stock de Montánchez, son los que muestran menor variación composicional, con un campo restringido, muy rico en SiO_2 (73,63%), bajos contenidos en TiO_2 , FeO , CaO y MgO (Tabla 2 y Figura 4), carácter sódico (Na_2O en general mayor que K_2O , debido probablemente a la albitización postmagmática) y elevado contenido en P_2O_5 (hasta 1,43%).
- Hay un enriquecimiento en álcalis en los plutones de Albalá y Trujillo, aunque en éstos predomina el K_2O sobre el Na_2O . Respecto a los contenidos en álcalis (diagrama $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Figura 4), éstos son elevados en todos los términos, en comparación con los bajos contenidos en TiO_2 , CaO , FeO y MgO , excepto en las appinitas de Aljucén y en las granodioritas del plutón de Zorita (Tabla 2). Se individualizan, por un lado, las dioritas y cuarzodioritas anfibólicas; por otro, las granodioritas, tonalitas y parte de los monzogranitos dentro del dominio subalcalino, y, por último, los granitos de Albalá, Montánchez, Trujillo y algún monzogranito con tendencia al dominio alcalino. Estas tendencias convergerían en el campo donde se sitúan los leucogranitos (Figura 4).
- La distribución de P_2O_5 sigue aproximadamente la misma pauta de diferenciación, siendo más pobres los contenidos en los plutones más básicos (dioritas de Aljucén y facies de granodioritas y tonalitas, 0,21, 0,17 y 0,27 % respectivamente, aunque es aún menor en el plutón de Albalá –0,16–). Por el contrario, los plutones de Montánchez y Plasenzuela muestran elevados contenidos (media de 0,44 y 0,60% respectivamente –Tabla 2–).
- Por otra parte, todos los granitoides se caracterizan por la presencia de corindón normativo, lo que indicaría un exceso de Al_2O_3 . Esto, entre otras cosas, justifica que al proyectar los análisis de estos granitoides en el diagrama de minerales característicos de Debon y Le Fort (1982), todas ellas queden en el dominio peralumínico. Estas rocas muestran valores de $\text{ISA} > 1$, con un espectro que comprende desde los **leucogranitos**, una tendencia alumínico-cafémica, calcoalcalina (**dioritas, granodioritas y tonalitas**), y otra monzonítica (**monzogranitos y granitos de Montánchez, Albalá, Trujillo y Plasenzuela**). Estas tendencias evolucionan hacia los términos graníticos y convergen en la zona de movilizados leucograníticos.
- La tendencia de variación desde términos más básicos (dioritas, granodioritas y tonalitas), pasando por términos intermedios (monzogranitos) hasta los más ácidos (leucogranitos), se pone también de manifiesto en los diagramas de variación de los elementos mayores (Figura 4), así como en el diagrama $\text{A}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \text{ F}(\text{FeOt}) \text{ M}(\text{MgO})$ (Figura 5), en el que se observa una tendencia “Bowen” (enriquecimiento en álcalis), dentro de una secuencia de evolución muy completa en el dominio calcoalcalino, que es representativa de un proceso de evolución magmática por diferenciación. No puede descartarse que los extremos más básicos sean de carácter híbrido con rocas infracorticales, y que haya mezcla entre ellas y las del conjunto de granitoides más ácidos de origen esencialmente cortical.
- La caracterización geoquímica en cuanto a elementos traza se ha realizado mediante diagramas de variación multielementos traza (diagramas spider). Se confirma que los leucogranitos están enriquecidos en Rb , Cs , Ta , Sn (Figura 5) y empobrecidos en Zr , Ba , Sr , Ni , V , Co y Sc . Por el contrario, las rocas de afinidad diorítica y granodiorítica muestran empobrecimientos en Rb , lo que también está corroborado por la situación de estas rocas en el diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 5) y por los elevados valores de los índices K/Ba y Rb/Sr frente a los bajos en K/Rb ,

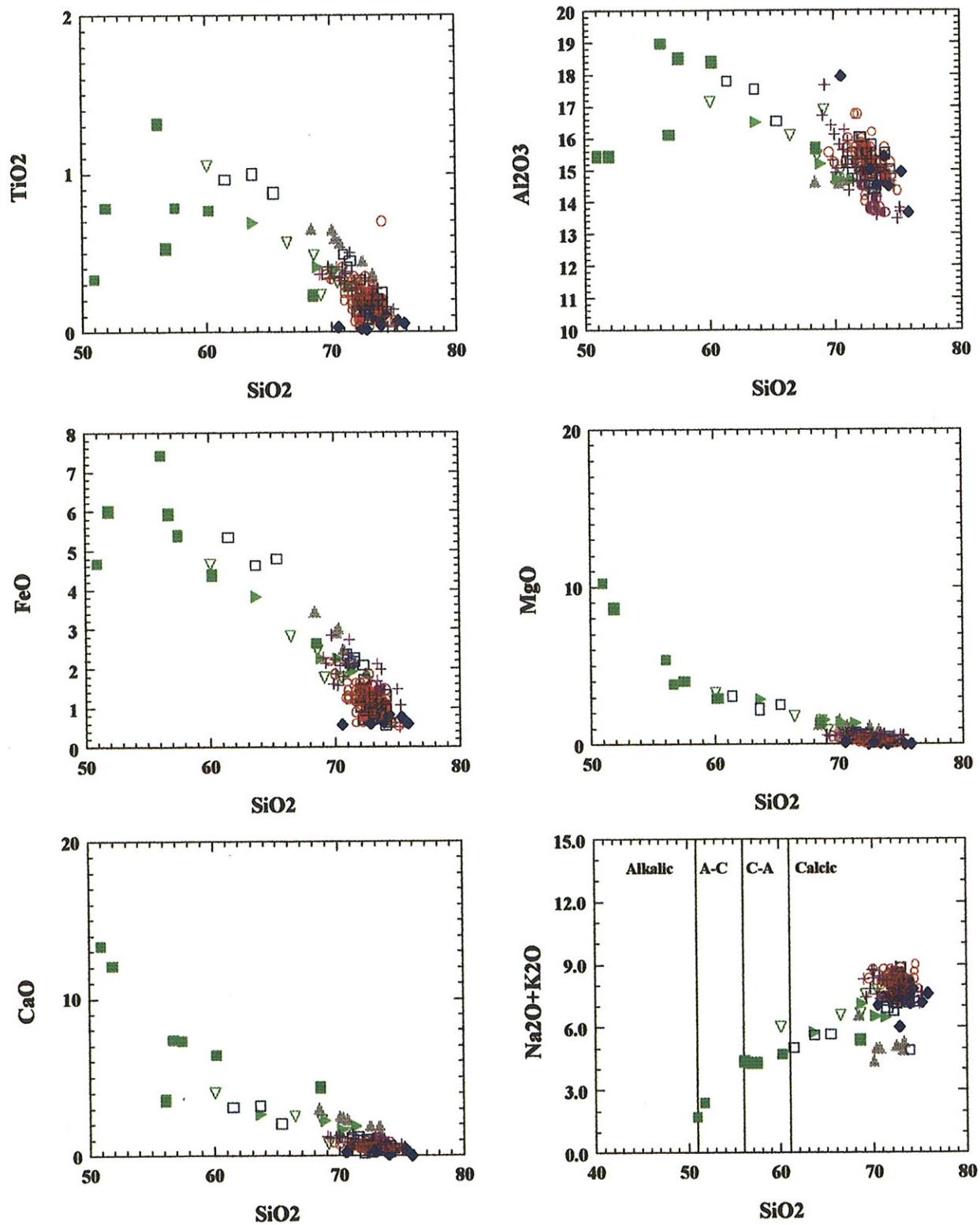
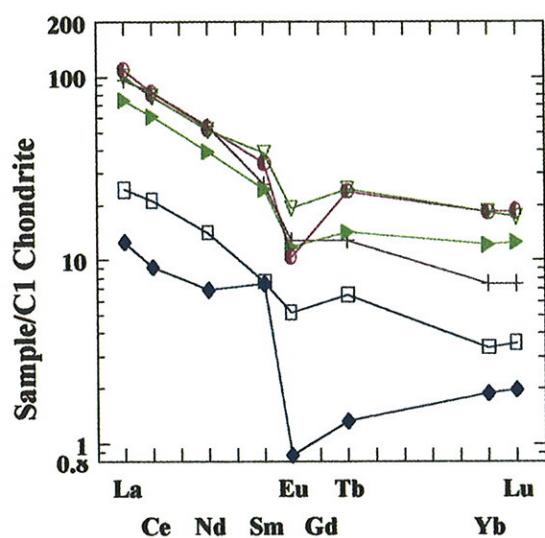
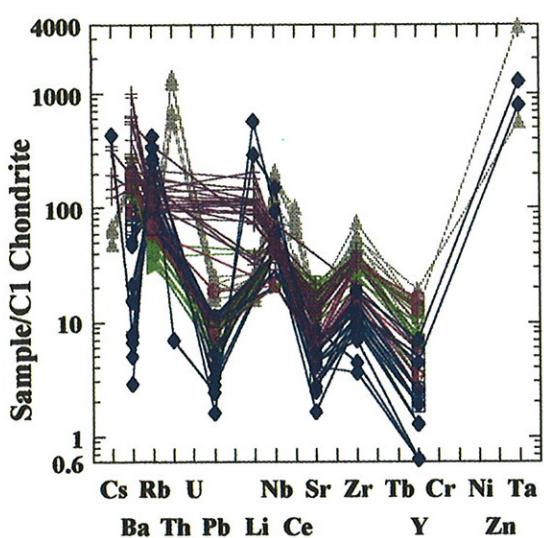
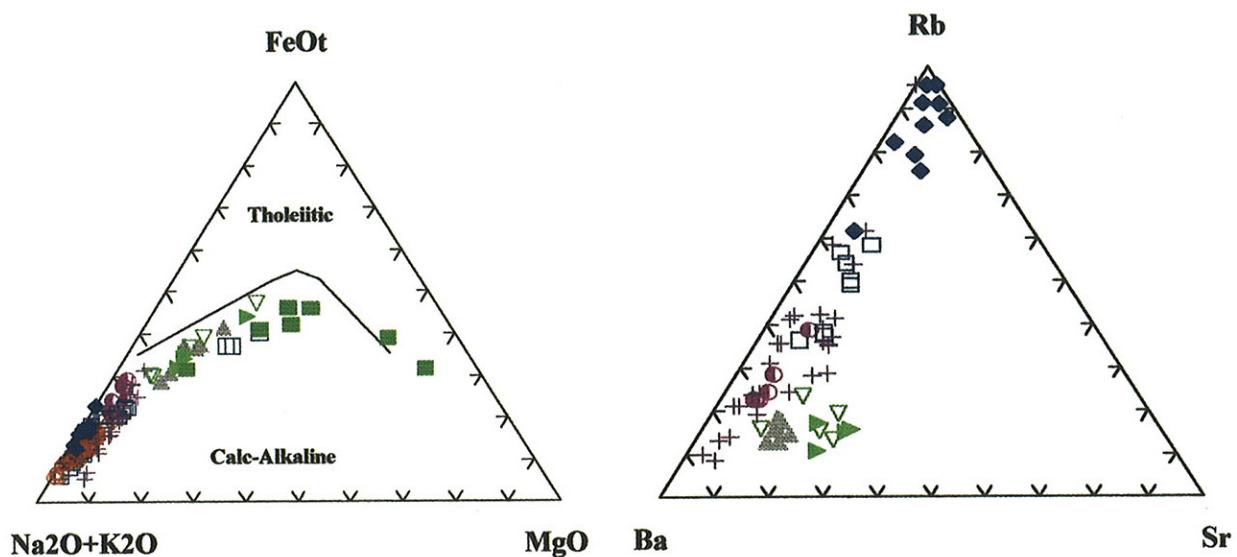


Figura 4. Diagramas geoquímicos de variación de elementos mayores en los granitoides del área de estudio
($n = 175$ datos; misma leyenda que figura 5)

Ba/Rb, Nb/Ta y Zr/Y. Estas características están de acuerdo con un alto grado de fraccionamiento geoquímico, siendo los leucogranitos las rocas más diferenciadas.

- Los patrones normalizados de Tierras Raras (TR), utilizando valores normalizados con respecto a la condrita de Kay y Gast (1973), demuestran que los términos menos diferenciados (tonalitas y granodioritas, ya que no se dispone de análisis de TR de las appinitas) son los que tienen mayores contenidos en TR, con enriquecimiento en TR ligeras (LREE) –relación $(Ce/Yb)_n$ – entre 10,45 y 4,05, y anomalías negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,63 - 0,36$), frente al menor contenido en TR y valores significativamente menores de Eu ($Eu/Eu^* = 0,07$) de los leucogranitos (Figura 5).
- Las tendencias evolutivas generales, desde los términos monzograníticos, hasta los leucogranitos, se interpretan como debidas a un proceso de diferenciación magmática (enriquecimiento en álcalis en los términos granítico-leucograníticos). En el extremo más básico es posible que hayan actuado simultáneamente procesos de diferenciación e hibridación entre magmas graníticos peralumínicos y otros magmas híbridos o básicos de carácter metalumínico. No obstante, este extremo es inabordable con los datos de que se dispone y escapa de los objetivos de este trabajo. Los leucogranitos presentan características mineralógicas y geoquímicas que permiten asignarles un carácter “fértil”, siendo con ellos con los que normalmente se asocian las mineralizaciones de Sn y W.



Leyenda

- | | | | |
|-----------------------|-------------------------|---------------------|-------------------------|
| ■ Dioritas de Aljucén | ◆ Leucogranitos | ✚ Granito de Albalá | ○ Plutón de Trujillo |
| ▶ Granodioritas | □ Granito de Montánchez | ● Monzogranitos | ● Plutón de Plasenzuela |
| ▽ Tonalitas | | | ▲ Plutón de Zorita |

Figura 5. Diagramas AFM, Rb-Ba-Sr, multielementos traza (spider) y normalizado de variación de Tierras Raras en los granitoides del área de estudio

TABLA 2

Media, desviación estándar y rango de contenidos de elementos mayores de los granitoides del área de estudio

(Datos originales de Gumié y Campos, 1993 para la zona de Albalá, Montánchez y leucogranitos. El resto cedidos por Bellido sobre muestras recolectadas en la elaboración de las Hojas Geológicas MAGNA de la zona, y de Gonzalo 1987 para el área de Mérida)

%	Rango	Media	Desv.std.
SiO ₂	51 - 68,50	57,42	5,84
TiO ₂	0,23 - 1,32	0,68	0,36
Al ₂ O ₃	15,45 - 18,93	16,92	1,60
Fe ₂ O _{3T}	3,42 - 9,12	6,65	1,82
MnO	0,11 - 0,16	0,14	0,02
MgO	1,31 - 10,19	5,16	3,18
CaO	3,59 - 13,28	7,75	3,65
Na ₂ O	1,52 - 3,93	3,09	0,89
K ₂ O	0,16 - 1,78	0,79	0,58
P ₂ O ₅	0,11 - 0,49	0,21	0,13

Nº datos: 7 - Dioritas anfibólicas de Aljucén (Mérida)

SiO ₂	68,42 - 73,26	71,21	1,83
TiO ₂	0,35 - 0,65	0,51	0,13
Al ₂ O ₃	14,40 - 14,74	14,58	0,11
Fe ₂ O _{3T}	2,74 - 5,14	3,85	0,91
MnO	0,04 - 0,05	0,05	0,00
MgO	0,83 - 1,57	1,17	0,26
CaO	1,49 - 3,00	2,21	0,50
Na ₂ O	2,18 - 3,98	2,61	0,63
K ₂ O	2,20 - 2,94	2,57	0,27
P ₂ O ₅	0,13 - 0,32	0,22	0,06

Nº datos: 7 - muestras del plutón de Zorita

SiO ₂	60,05 - 70,46	66,94	4,11
TiO ₂	0,23 - 1,05	0,53	0,32
Al ₂ O ₃	14,96 - 17,13	16,10	0,92
Fe ₂ O _{3T}	4,04 - 9,22	5,72	2,11
MnO	0,06 - 0,11	0,08	0,02
MgO	0,85 - 3,28	1,67	0,98
CaO	0,78 - 4,03	2,21	1,23
Na ₂ O	3,59 - 4,15	3,89	0,23
K ₂ O	2,24 - 3,89	3,02	0,68
P ₂ O ₅	0,15 - 0,42	0,27	0,11

Nº datos: 5 - muestras de Tonalitas

SiO ₂	63,67 - 71,35	68,52	3,39
TiO ₂	0,28 - 0,69	0,44	0,17
Al ₂ O ₃	14,66 - 16,50	15,26	0,86
Fe ₂ O _{3T}	4,08 - 7,56	5,36	1,52
MnO	0,08 - 0,11	0,09	0,01
MgO	1,30 - 2,88	1,77	0,74
CaO	1,69 - 2,67	2,12	0,43
Na ₂ O	3,29 - 4,19	3,89	0,42
K ₂ O	2,36 - 2,95	2,60	0,25
P ₂ O ₅	0,13 - 0,21	0,17	0,03

Nº datos: 4 - muestras de Granodioritas

SiO ₂	61,50 - 74,50	72,12	2,67
TiO ₂	0,08 - 1,00	0,25	0,22
Al ₂ O ₃	14,44 - 17,75	15,36	0,68
Fe ₂ O _{3T}	0,60 - 5,90	1,79	1,22
MnO	0,03 - 0,08	0,04	0,01
MgO	0,11 - 3,05	0,46	0,65
CaO	0,24 - 3,15	0,69	0,65
Na ₂ O	1,35 - 4,65	3,53	0,51
K ₂ O	1,90 - 4,98	3,82	0,62
P ₂ O ₅	0,05 - 0,65	0,44	0,13

Nº datos: 39 - muestras del plutón de Montánchez

TABLA 2 (Continuación)

%	Rango	Media	Desv.std.
SiO ₂	69,03 - 75,25	71,93	1,86
TiO ₂	0,03 - 0,50	0,28	0,13
Al ₂ O ₃	13,46 - 17,64	15,02	0,99
Fe ₂ O _{3T}	0,56 - 4,61	2,29	0,95
MnO	0,02 - 0,07	0,04	0,01
MgO	0,22 - 0,79	0,56	0,13
CaO	0,34 - 1,34	0,82	0,30
Na ₂ O	2,99 - 4,14	3,51	0,38
K ₂ O	3,43 - 5,32	4,47	0,42
P ₂ O ₅	0,00 - 0,48	0,16	0,14
Nº datos: 28- muestras del plutón de Albalá			
SiO ₂	69,50 - 75,00	72,46	1,11
TiO ₂	0,04 - 0,70	0,23	0,11
Al ₂ O ₃	13,75 - 16,75	15,30	0,56
Fe ₂ O _{3T}	0,56 - 2,40	1,33	0,38
MnO	0,01 - 0,40	0,06	0,08
MgO	0,03 - 0,55	0,26	0,12
CaO	0,34 - 1,00	0,56	0,13
Na ₂ O	2,80 - 4,60	3,57	0,33
K ₂ O	4,10 - 5,00	4,63	0,23
P ₂ O ₅	0,13 - 0,29	0,21	0,03
Nº datos: 57- muestras del plutón de Trujillo			
SiO ₂	72,20 - 74,00	73,08	0,58
TiO ₂	0,08 - 0,24	0,18	0,05
Al ₂ O ₃	14,75 - 15,75	15,21	0,33
Fe ₂ O _{3T}	0,90 - 1,58	1,22	0,18
MnO	0,03 - 0,12	0,05	0,02
MgO	0,09 - 0,35	0,26	0,07
CaO	0,37 - 0,57	0,49	0,06
Na ₂ O	3,35 - 3,85	3,48	0,15
K ₂ O	3,67 - 4,34	3,99	0,21
P ₂ O ₅	0,43 - 1,28	0,60	0,23
Nº datos: 12 - muestras del plutón de Plasenzuela			
SiO ₂	72,19 - 73,95	73,04	0,68
TiO ₂	0,13 - 0,23	0,18	0,03
Al ₂ O ₃	13,63 - 14,89	14,12	0,49
Fe ₂ O _{3T}	2,80 - 3,76	3,22	0,37
MnO	0,04 - 0,08	0,06	0,02
MgO	0,3 - 0,57	0,39	0,10
CaO	0,48 - 1,11	0,81	0,22
Na ₂ O	3,71 - 4,52	4,09	0,28
K ₂ O	3,69 - 4,45	3,86	0,29
P ₂ O ₅	0,10 - 0,45	0,24	0,14
Nº datos: 6 - muestras de Monzógranitos			
SiO ₂	70,51 - 75,86	73,63	1,50
TiO ₂	0,01 - 0,11	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	13,68 - 17,93	15,06	1,11
Fe ₂ O _{3T}	1,18 - 2,51	1,67	0,39
MnO	0,01 - 0,12	0,04	0,03
MgO	0,00 - 0,14	0,07	0,05
CaO	0,04 - 0,62	0,29	0,18
Na ₂ O	0,63 - 5,15	3,75	1,29
K ₂ O	2,47 - 5,37	3,76	0,85
P ₂ O ₅	0,24 - 1,43	0,67	0,38
Nº datos: 10 - muestras de Leucógranitos			

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,

El metamorfismo ligado a la orogenia finiprecámbrica alcanzó condiciones que varían desde grado muy bajo hasta el grado alto, sin embargo, el metamorfismo hercínico está representado por rocas de grado muy bajo e incluso no metamórficas. Probablemente, el metamorfismo observado sea debido exclusivamente al aumento de temperatura con la profundidad, sin ninguna otra fuente de calor adicional, con excepción del campo térmico creado por los cuerpos intrusivos. Por consiguiente, sí es importante el metamorfismo de contacto.

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, sí 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 Hoja de 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 muestra un grado bajo, con blastesis de micas (moscovitas) que confieren a la roca un típico aspecto de pizarras mosqueadas.

Hay que señalar, por su notable interés petrológico, el desarrollo local de procesos de anatexia en las rocas de Santa Cruz - Zorita (véase Mapa), 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 cómo la blastesis mineral se sobreimpone 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.

7.

EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL: CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES

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.

Desde el punto de vista geométrico, y a escala macroscópica, el estilo tectónico que caracteriza la zona de estudio es de grandes antiformas, en las que principalmente intruyen los batolitos graníticos, y estrechas sinformas, en las que se encuentran los materiales paleozoicos. Esta estructuración puede obedecer a una tectónica de “megabloques crustales”, quedando los sinclinales “pinzados” y pudiendo estar conectados con megacizallas profundas. Los abombamientos van a favorecer el emplazamiento de los batolitos principalmente en las antiformas, y el desarrollo de cabalgamientos de bajo ángulo (“estructuras en flor”) en las rocas paleozoicas que rellenan las sinformas (Sanderson *com. pers.*).

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 (no Sárdica, que es más moderna) y reconocida por varios autores en otras áreas (Diez Balda 1986, Díez Balda et al., 1990), provoca el basculamiento de los materiales del Grupo Valdelacasa y también pliegues que podrían ser consecuencia de la reactivación de las fallas anteriormente mencionadas. Se atribuye asimismo 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).

7.2. Orogenia Hercínica

7.2.1. Etapa Distensiva Previa a la Compresión Hercínica

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 llenadas con materiales sintectónicos (López Díaz 1991).

Esta etapa produce una serie de fallas normales de trazado NO-SE y morfología lístrica, horizontalizadas en profundidad, con carácter distensivo (hunden el labio 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 (véase Mapa).

7.2.2. Deformaciones Compresivas Hercínicas

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

I^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 coherentes (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 (Foto 17), con direcciones axiales que oscilan de N-S a NO-SE, en los que no se han evidenciado las estructuras anteriormente mencionadas.

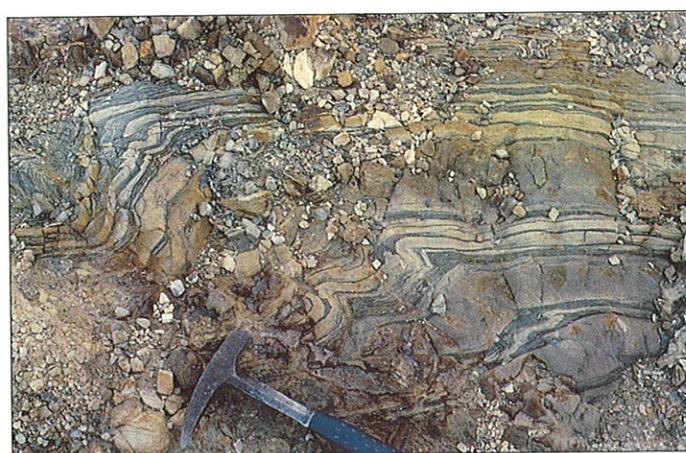


Foto 17. Pliegues a escala mesoscópica, de orientación ONO-ESE (N110°E), en facies bandeadas del CEG. Alrededores de la Mina de La Parrilla. Orientación de la foto O-E..

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 “rouge 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.*, 1996).

La potencia de cada una de las bandas es de orden hectométrico, y aun 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 bandeadío 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, dextrás y conjugadas de las anteriores (véase Mapa). 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, indicio nº 56 –véase Mapa–), o bien modificando puntualmente la distribución y orientación de los materiales del Vendiente 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.

4^a Fase de deformación. Deformaciones tardihercénicas-alpinas

Se define por la existencia de un conjunto de corredores de fallas frágiles que tienen orientaciones predominantes NNO-SSE a NO-SE, con movimiento dextrógiro y sus conjugadas NNE-SSO a NE-SO con movimiento sinistral. Pueden considerarse como tardihercénicas y/o alpinas (véase Mapa).

La consideración de posteriores a la tercera fase de deformación se basa en su relación con aquéllas, ya que las reactivan en sentido contrario (Figura 6 a y b). En algún caso pueden llegar a desarrollar una esquistosidad de crenulación S_4 , más o menos penetrativa, dependiendo de las rocas a las que afecta, y asociada a pliegues centimétricos de carácter asimétrico. Es verticalizada y la orientación puede ser N100° - 120° E y su conjugada N70° - 80° E.

Las estructuras de fracturación tardihercénica 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 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 8).

Las orientaciones preferentes de fracturas y fallas son las siguientes:

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 de 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 –“off-sets”– entre segmentos de fallas) en determinados afloramientos (Figura 6b y Foto 18).

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 (foto 18).

Finalmente, destaca el grupo de fracturas de orientación NO-SE, con movimiento dextral, en cuyas intersecciones con las del grupo NE-SO sinistrales se originan zonas de dilatación con abundante desarrollo de venas de cuarzo (Foto 18 y Figura 6b).

Estos grupos de fracturas aprovechan las anteriormente originadas en la tercera fase de deformación, reactivándolas con movimientos en sentido contrario.

7.3. Evolución Cronológica de la Fracturación Tardihercínica

De forma esquemática, en la cronología de la deformación por fracturación tardihercínica en el área estudiada hay que diferenciar dos etapas principales; (Figura 6 a y b), aunque hay granitos pre-F3 de deformación, cuyo único representante en la zona está situado al SO del plutón de Sierra Bermeja (véase Mapa).

I. Cizallamiento dúctil hercínico. Compresión máxima de orientación E-O

El granito de Montánchez, como ya se ha indicado anteriormente, presenta una fábrica con disposición de planos C/S, debida a los efectos de un cizallamiento dúctil hercínico, de dirección norteada (NNO-SSE) y sentido sinistral (Fotos 19 y 20). Su emplazamiento sin-tardihercínico 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 6a).

2. Compresión máxima N-S (Transpresión prolongada)

En esta etapa hay un cambio en la orientación del elipsoide de deformación, durante la fase compresiva tardía (4^a Fase de deformación), con 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 C/S del granito de Montánchez, de orientación N170°E y N20°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 orientación N-S.

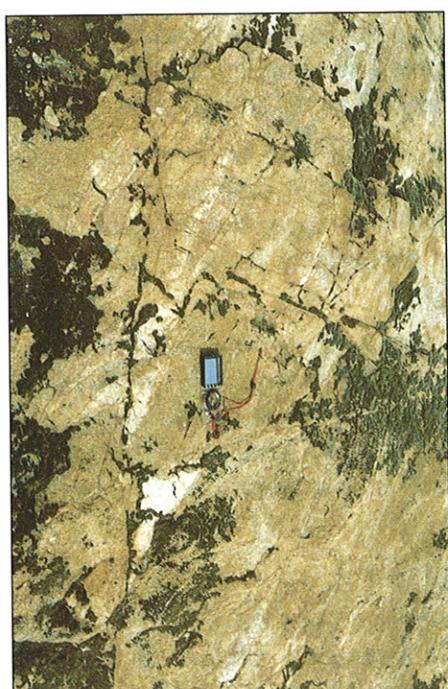


Foto 18. Zona de dilatación con cuarzo en la intersección de fallas NO-SE con movimiento dextro (a la izquierda de la brújula) y N40° E con movimiento sinistral (debajo de la brújula). Obsérvese el desarrollo de venas pinnadas de orientación N-S, cuya situación es congruente con el movimiento dextro de las fallas NO-SE (Arroyomolinos). Orientación de la foto O-E.



Foto 19. Granito deformado de Montánchez. Fábrica de planos C/S ($N170^{\circ}E/N20^{\circ}E$) debida a los efectos de un cizallamiento dúctil hercínico, con movimiento de sentido sinistral. Orientación de la foto SO-NE.



Foto 20. Monzogranito de dos micas con xenolitos en el plutón de Montánchez. La roca está sometida a cizallamiento dúctil con movimiento sinistral (igual que en 19). En este caso la fábrica de planos C/S se define claramente porque los enclaves se orientan paralelamente a los planos S ($N20^{\circ}E$). Orientación de la foto O-E.

taciones 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 levógiro. 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 6b₁).

En esta etapa, y en un régimen de deformación frágil (tardihercínico-alpino), las fallas de orientación NO-SE ($N160^{\circ}E$) dextrógiros actuarían como antitéticas, las ENE-OSO ($N70^{\circ}E$) podrían corresponder con Riedel 1, sintéticas. Las de orientación $N110^{\circ} - 120^{\circ}E$ corresponderían con fallas P, que muestran movimiento sinistral y los filones mineralizados de la zona, de orientación media NE-SO ($N45^{\circ}E$), ocuparían posiciones de grietas tensionales entre segmentos de fallas NO-SE dextras y NE-SO senestras (Figura 6b₂).

Finalmente, se puede pensar que la zona haya sufrido transpresión prolongada en el tiempo, hecho 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 en modelo “Dominó”, y que tiene gran importancia de cara a la exploración de mineralizaciones auríferas en dicha zona de Extremadura.

7.4. Deformación Alpina S.S.

La evolución temporal de las orientaciones de los esfuerzos y los tipos de elipsoides de deformación desarrollados durante el Ciclo Alpino han sido estudiados por numerosos autores en otras áreas de la Península Ibérica (De Vicente 1988, Capote *et al.*, 1990, Calvo *et al.*, 1991). Estos autores proponen una evolución de las deformaciones en varias etapas, de entre las cuales en la zona de estudio tienen incidencia la “Etapa Ibérica” y la “Etapa Guadarrama”. La primera se sitúa entre el Eoceno y el Mioceno Inferior y está caracterizada por una compresión NE-SO ($N50^{\circ} - 60^{\circ}E$), en

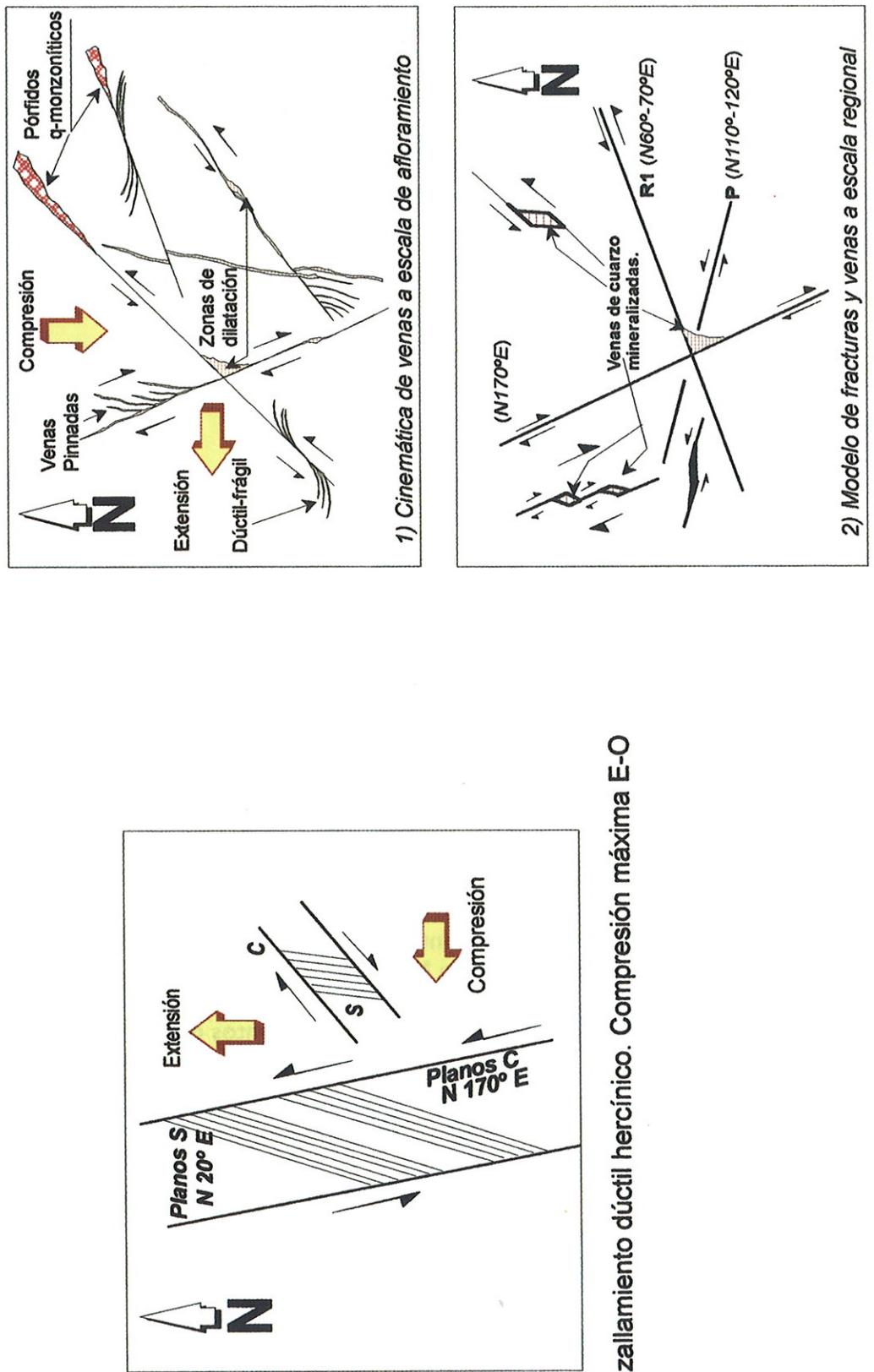


Figura 6. Modelo evolutivo de la fracturación tardihercínica (Explicación en el texto)

relación con esfuerzos transferidos desde el Pirineo (Giner 1996). La segunda en el Aragoniense Medio-Superior, produce movimientos en dirección, con un eje de compresión horizontal y de orientación N150° -160°E. Origina cabalgamientos de dirección N70°-80°E (paralelos al borde sur del Sistema Central) y desgarres en dirección N130° - 140°E y N10° - 20°E, producidos por reactivación de discontinuidades previas.

En la zona de estudio, la deformación alpina s.s. corresponde a un régimen de deformación frágil y en su resultado hay que destacar dos orientaciones de fracturas: las del conjunto NE-SO, cuya representante más significativa es la falla del Alentejo-Plasencia, a pocos kilómetros del sector estudiado, y el segundo grupo que corresponde a las fallas de extensión que limitan las cuencas neógeno-cuaternarias de la región.

La falla del Alentejo-Plasencia es un accidente estructurado ya en épocas tardihercínicas (Arthaud y Matte 1975) y el conjunto de fracturas perteneciente a este sistema, de orientación principal NE-SO, tiene gran importancia estructural y metalogénica en el área de estudio. Esta falla fué activa durante la fase de compresión alpina, en dos etapas principales (De Vicente *et al.*, 1992, Capote *et al.*, 1996) ; en la “Etapa Ibérica” actuó con movimientos de desgarre y sentido sinistral, y en la “Etapa Guadarrama” se producen curvamientos de la falla con la formación de cuencas “pull-apart” (Capote *et al.*, 1990, De Vicente *et al.*, 1992).

Finalmente, estudios recientes en las cuencas cercanas de Cañaveral y Albarragena (Villamor *et al.*, 1996, Capote *et al.*, 1996) indican que a pesar de que la actividad tectónica desarrollada en el Mioceno terminó antes del depósito de la Raña alta (Villafranquense Inferior), la falla del Alentejo-Plasencia siguió presentando actividad tectónica y sismotectónica hasta el Holoceno, y según los campos de esfuerzos definidos en Portugal y para el centro de la Península, no se descarta que la falla tenga movimientos de desgarre.

7.5. Implicaciones del Modelo de Fracturación Tardihercínica en la Exploración de Yacimientos Minerales en el Área.

57

Las repercusiones que el modelo evolutivo de fracturación tardihercínica 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.

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 C/S - Fotos 19 y 20), 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.

La modelización tiene dos acepciones, 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 NNO-SSE a NO-SE dextrales y las NE-SO a ENE-OSO sinistrales.

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 estaníferos 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.

A continuación, se presenta la clasificación tipológica de los yacimientos e indicios minerales que se encuentran en el área de estudio y que se han representado en el Mapa, la cual está basada en la del Mapa Geológico-Minero de Extremadura, publicado por la Consejería de Industria y Energía de la Junta de Extremadura en el año 1987, con ampliaciones, novedades y actualizaciones realizadas por los autores de esta memoria.

TABLA 3
Clasificación tipológica de los yacimientos e indicios de minerales metálicos e industriales

SUSTANCIA / TIPO DE MINERALIZACIÓN	Nº 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 -Sn-W-Mo-greisen)	52
Placeres con estaño	1,2,22

TABLA 3 (Continuación)
Clasificación tipológica de los yacimientos e indicios de minerales metálicos e industriales

SUSTANCIA / TIPO DE MINERALIZACIÓN	Nº INDICIO
MINERALIZACIONES DE FOSFATOS	
Filones de cuarzo-apatito intragraníticos y extrabatolíticos.	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 ZINC-PLOMO-PLATA -(COBRE)	
Mineralizaciones de esfalerita mayoritaria, relacionadas con zonas de cizalla	58,66
Mineralizaciones de Zn-Pb-Ag, como removilizaciones 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
MINERALIZACIONES DE BARITA	
Filones de cuarzo - baritina intragraníticos	50
Filones de cuarzo-óxidos de hierro-baritina (Pb) extrabatolíticos	68
MINERALIZACIONES DE LITIO	
Filones y diques de cuarzo-ambligonita intragraníticos	12
Filones de cuarzo-ambligonita-montebrasita extrabatolíticos	5
MINERALIZACIONES DE URANIO	
Filones de cuarzo-óxidos de U intragraníticos	29,35,36,37,57,60, 63

Los números corresponden a la numeración de indicios en el Mapa y a la descripción de cada uno en la Tabla 6

8.1. Minerales Metálicos e Industriales

8.1.1. Mineralizaciones de Estaño y Wolframio. Caracteres Generales de los Yacimientos

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, en particular, con los postcinemáticos. 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.

Un hecho frecuente es la disposición zonal de las mineralizaciones, alrededor de apogranitos (cúpulas graníticas, normalmente albíticas), con zonas en las que son más frecuentes las pegmatitas con casiterita y/o filones de cuarzo con casiterita, a otras donde predominan los filones de cuarzo con casiterita-wolframita y, finalmente, 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 metalogenético.

Por otra parte, las alteraciones hidrotermales que presentan las rocas encajantes son muy características. Para los yacimientos situados en granitos, el tipo de alteración más generalizada es la gresenización y cuando las rocas encajantes son de tipo pelítico, es la turmalinización. La alteración disminuye en intensidad al aumentar la distancia a los filones.

En el área de estudio, los yacimientos de estaño y wolframio (intra y extrabatolíticos) están relacionados con los siguientes granitos; 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 (véase Mapa).

Una de las primeras clasificaciones tipológicas de yacimientos de Sn-W de Extremadura fue realizada por Gumié (1981), en donde se diferenciaron los yacimientos tipo “albitita-greisen”, que son aquellas mineralizaciones relacionadas con cúpulas graníticas y sistemas “granito-greisen” aflorantes (por ejemplo, la mineralización de casiterita de El Trasquilón, indicio nº 12) o con cúpulas graníticas no aflorantes, en cuyo caso, la mineralización está situada en las zonas de exocontacto; por ejemplo, los filones con scheelita y casiterita de La Parrilla (indicio nº 56).

La descripción de los principales yacimientos de estaño y wolframio en esta memoria se basa en la clasificación tipológica propuesta por Gumié (1984) para este tipo de mineralizaciones en el Macizo Hespérico, y en los trabajos de Arribas *et al.*, (1987), Gumié y Arribas (1990), Tornos y Gumié (1992), junto con los datos y observaciones personales de los autores de esta memoria, que fueron recolectados durante los años de realización del mapa, y a partir de proyectos de investigación actualmente en curso.

Estos yacimientos presentan una serie de características geométricas, de potencia, espaciado, longitud, profundidad y morfología análoga a las de otros filones hidrotermales de alta temperatura. Su cuantificación 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 (Gumié *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 (Gumié *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 y de la ganga. Las salbandas son prácticamente inexistentes o escasas, apareciendo los filones generalmente en contacto neto con las rocas encajantes.

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

8.1.1.1. *Filones de Cuarzo con Wolframita-Casiterita*

Estos filones se caracterizan por presentar wolframita y casiterita como minerales principales. Asimismo, se encuentra scheelita, aunque de carácter muy accesorio. Las rocas encajantes muestran greisenización, y turmalinización, sobre todo, cuando las venas están en situación extrabatolítica. Las paragénesis pertenecen a la asociación (q-Sn-W) cuarzo-casiterita-wolframita de Arribas (1979), y además de cuarzo, moscovita, apatito, berilo, turmalina y topacio, están constituidas por los siguientes minerales metálicos; wolframita, casiterita, scheelita accesoria, arsenopirita, pirita, calcopirita, molibdenita, bismutina, estannina y esfalerita.

A este subtipo pertenecen los siguientes indicios en la zona de estudio; los del Oeste del granito de Montánchez (nº 39, 40 y 41), y los filones del yacimiento de El Sextil (nº 52).

A continuación, se describen las mineralizaciones filonianas con wolframita - casiterita de Arroyomolinos, como las representantes más importantes del subtipo en la zona.

Filones de cuarzo con wolframita-casiterita en Arroyomolinos

Las mineralizaciones de wolframita-casiterita que caracterizan este sector del stock de Montánchez son todas filonianas (indicios n°s 39, 40, 41, 48 y 49, véase Mapa). En su mayoría, son filones de dirección principal NE-SO, que a veces se presentan asociados a diques de aplitas y pegmatitas. En particular, los indicios de Arroyomolinos están constituidos por haces de filones de cuarzo con wolframita (\pm casiterita) encajados en monzogranitos de dos micas, y también asociados a diques de pórpidos, aplitas y pegmatitas, que son los representantes tardíos, más evolucionados (leucogranitos), de una serie de diferenciación magmática que comprende desde granodioritas y tonalitas, hasta monzogranitos, granitos y leucogranitos (Gumié y Campos 1993).

Los filones tienen orientaciones NE-SO (Figura 7), que varían entre N30°E y N40°E (aproximadamente 35%), y existe otro conjunto filoniano de orientación cercana a la N-S, con direcciones comprendidas entre N160°E y N15°E (aproximadamente 12%). 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 (Foto 21). Los filones ocupan estructuras de segundo orden, cuya cinemática puede observarse esquemáticamente en la Figura 8, y cuya situación espacial está probablemente relacionada con la Zona de Cizalla de Magasca - Montánchez (Figura 7) Gumié et al., (1995).

8.1.1.2. Filones de Cuarzo con Wolframita

62

Estos filones se caracterizan por presentar 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. Cobre y bismuto son a veces frecuentes, pero en cantidades que difieren considerablemente de unos yacimientos a otros. Este grupo pertenece a la asociación (q.W) de Arribas (1979), la cual está constituida por cuarzo, wolframita, scheelita accesoria, pirita, calcopirita, arsenopirita, bismuto, bismutina, enargita y trazas de oro nativo. Como minerales secundarios se encuentran bornita, calcosina, covellina y bismutina.

En general, son muy frecuentes los filones de cuarzo con wolframita intra y extrabatolíticos en Extremadura. En particular, en el área de estudio pertenecen a este subtipo los siguientes indicios intrabatolíticos: "Los Alargos" (n° 21) en el stock de Trujillo, "Las Breñas" (n° 11) en el batolito de Cabeza de Araya y los situados en los bordes oriental (n°s 30 y 31) y occidental (n° 32) del batolito de Albalá.

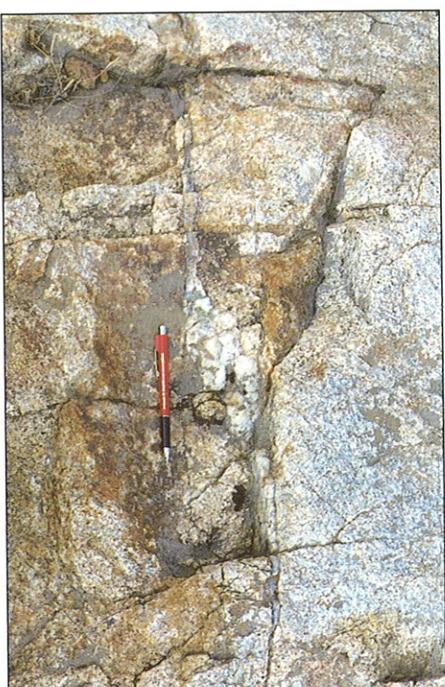


Foto 21. Zona de dilatación ("off-set" extensional) en una falla de orientación NE-SO con movimiento en dirección y sentido sinistral. El encajante son monzogranitos de dos micas. Indicio n° 49, (Arroyomolinos). Orientación de la foto SO-NE.

8.1.1.3. *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. Normalmente, los procesos de turmalinización de las rocas encajantes están muy bien desarrollados. Esta asociación mineral pertenece al tipo (q.Sn) cuarzo-casiterita de Arribas (1979), y presenta cuarzo, moscovita, berilo, apatito y turmalina, como principales minerales acompañantes de casiterita, arsenopirita y pirita. Una característica de este grupo es que la scheelita y la wolframita son muy raras o están ausentes.

En la zona destaca el yacimiento extrabatolítico de Valdeflórez (nº 5,) que es un buen ejemplo de filones de cuarzo con casiterita en rocas paleozoicas del Sinclinal de Cáceres. Este grupo filoniano, además, presenta una mineralización de Li acompañante, como se estudiará en el apartado 8.1.6.

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 siguientes indicios; “El Acebuche” (nº 8) en el batolito de Cabeza de Araya, cerca de Malpartida de Cáceres, “El Terrucho” (nº 22) y “Mina Belén” (nº 23) en el stock de Trujillo, los de “El Tomillar” y “Peñablanca” (nºs 42, 43, 44 y 45) en las proximidades de Arroyomolinos, los de “Sur Herrumbrosa” y el “Estrechamiento” (nºs 47 y 48) en monzogranitos de dos micas en la lámina de Valdemorales, el indicio de Casas de Don Antonio (nº 33) en el borde occidental del batolito de Albalá, y finalmente, el denominado “Sopetrán” (nº 53) al sur de Almoharín.

8.1.1.4. *Filones de Cuarzo con Scheelita-Casiterita*

Estos filones pertenecen a la asociación (q-W) cuarzo-scheelita-wolframita de Arribas (1979). La scheelita es el principal mineral de wolframio en las paragénesis. La wolframita es de la variedad reinita, la cual se forma a partir de la scheelita en las partes altas de los filones. La casiterita puede llegar a ser muy importante, como en el caso de los filones extrabatolíticos de la mina de La Parrilla. Pirita y arsenopirita son muy abundantes, y como acompañantes se encuentran calcopirita, bismutina, emplektita, molibdenita y trazas de oro. Las principales gangas son cuarzo y moscovita. También es abundante la turmalina, y de carácter accesorio topacio, apatito y fluorita. Entre los minerales secundarios los más frecuentes son clorita, escorodita y tungstita.

Como ejemplo de especial interés en la zona de estudio destaca el yacimiento de La Parrilla (nº 56), que está situado cerca de Miajadas (Cáceres). Es 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 5.000 t de scheelita y las reservas estimadas se cifran en unos 40 millones de toneladas.

Según Gumié y Pineda (1981), la explotación, a cielo abierto, se encuentra situada en un cierre periclinal, en las facies del CEG (véase Mapa). 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 “cruceros” (Figura 9), con potencias entre milimétricas y métricas. Son frecuentes las venas ramificadas (“branching veins”) que llegan a formar una complicada red filoniana (Foto 22), a modo de “stockworks”.

Las alteraciones hidrotermales de las rocas encajantes están en relación directa con la proximidad a los filones y son, principalmente: turmalinización, greisenización, silicificación y arsenopiritización. La paragénesis está constituida por scheelita y arsenopirita como minerales principales (Foto 23), casiterita, algo de wolframita, esfalerita, pirita, calcopirita, pirrotina, y accesorios, marcasita, bismuto y bismutina.

La mineralización de scheelita de La Parrilla genéticamente debe estar relacionada con una cúpula granítica en profundidad (Gumié 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 lími-

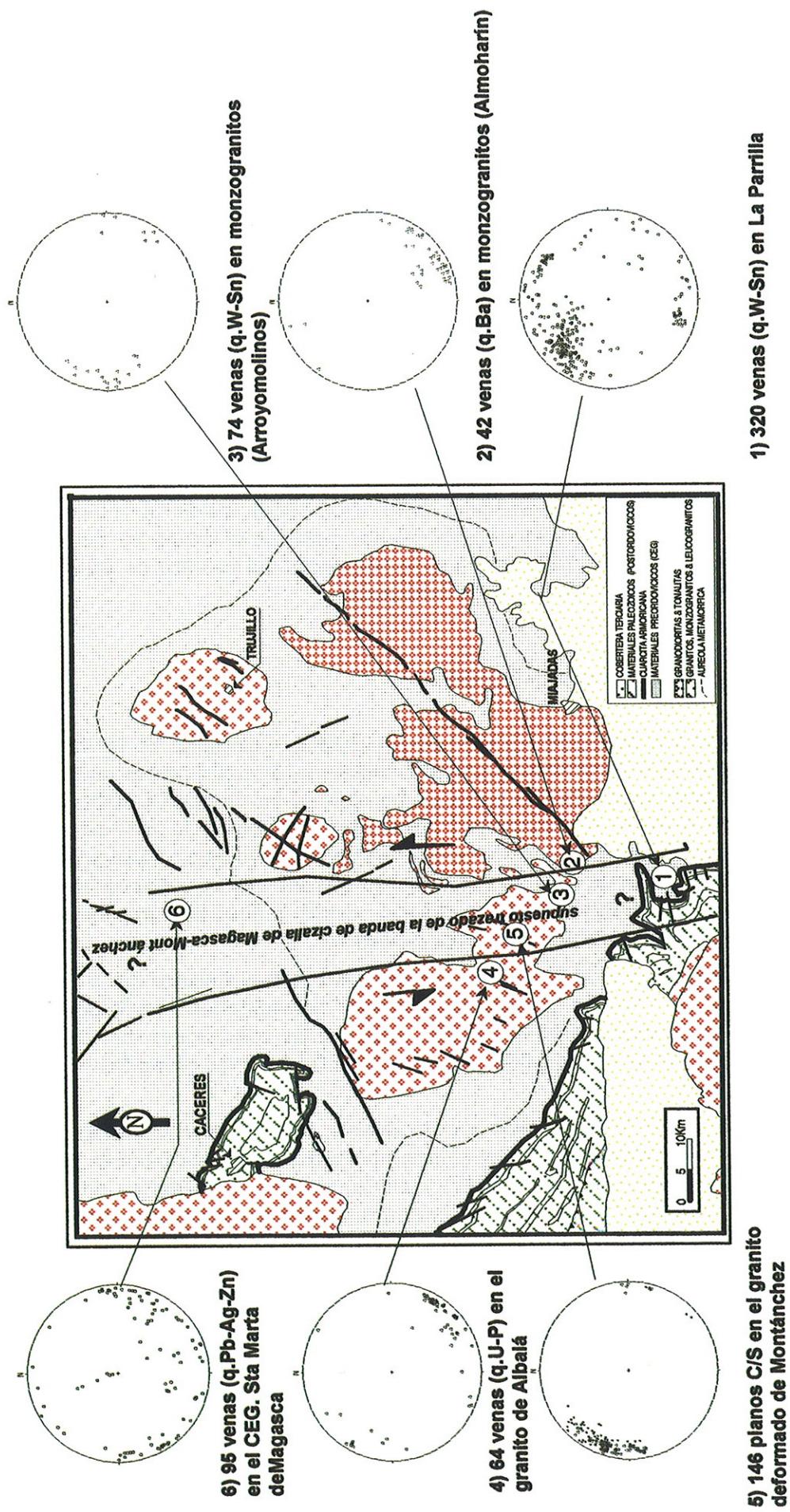


Figura 7. Estereogramas de polos de venas y fábrica de granito deformado, en las mineralizaciones relacionadas con la banda de cizallamiento de Magasca-Montánchez

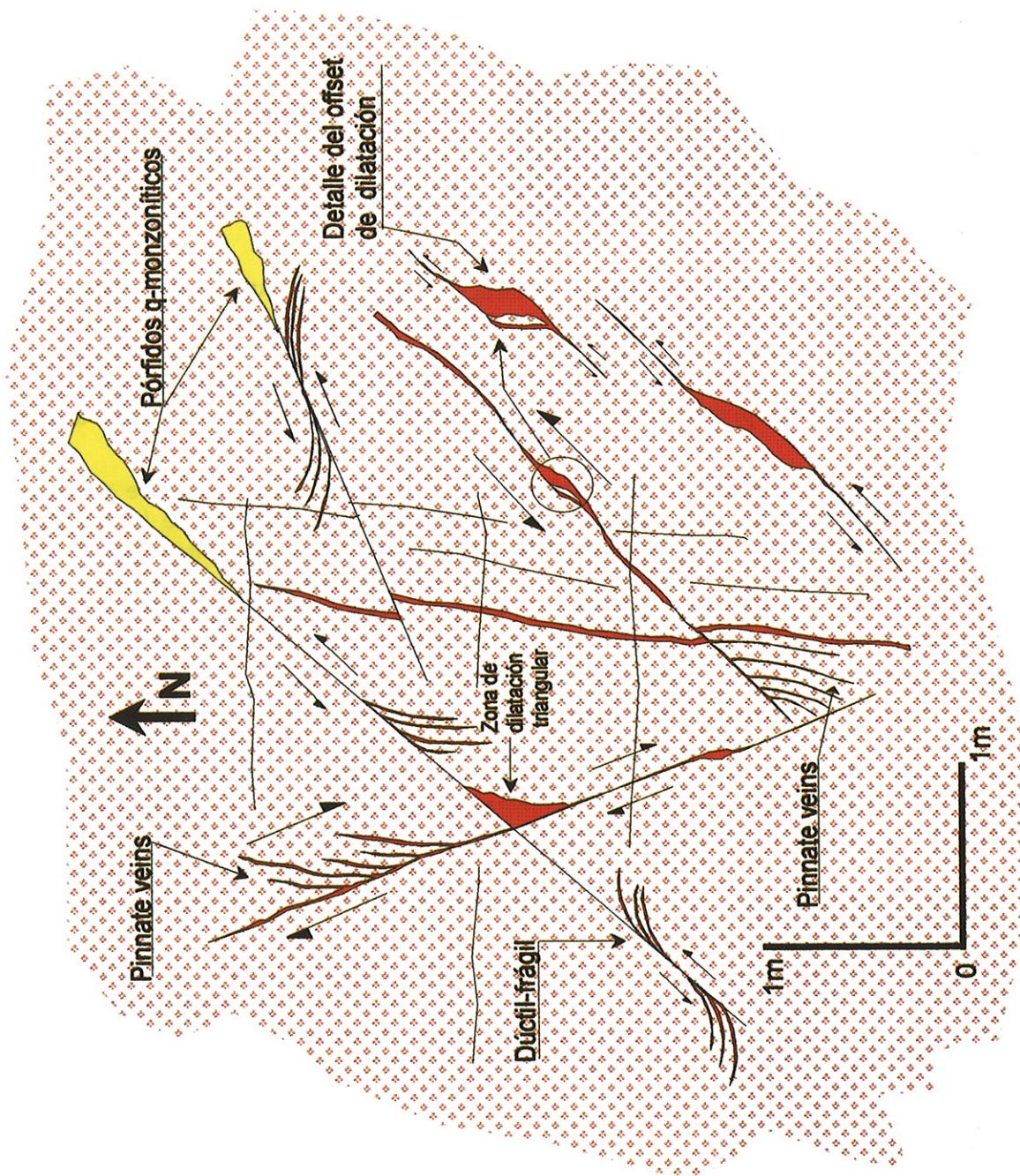


Figura 8. Cinemática de venas de cuarzo y pórfidos en Arroyomolinos (Cáceres)



Foto 22. Red filoniana de la Mina de La Parrilla (Banco 2º). Los filones son de cuarzo con scheelita, casiterita y arsenopirita en el CEG. Obsérvese la compleja geometría de la red, con ramificaciones de las venas y un fuerte grado de conectividad. Orientación de la foto ESE-ONO.

te 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 7) es muy significativa. Con esta estructura, al menos espacialmente, se encuentran relacionados, un numeroso conjunto de mineralizaciones; 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 (nº 62, véase apartado 8.1.3.2).

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.

La mina de La Parrilla, aunque por las condiciones de mercado actuales no sería rentable su explotación, su interés sigue siendo muy importante desde un punto de vista científico. Por una parte, se trata de un ejemplo excepcional de filones de cuarzo con scheelite en el Complejo Esquisto-Grauváquico (Foto 22). Por otra, las condiciones de afloramiento de los filones en la corteza son ideales para abordar el problema de la paleoconectividad de las fracturas que originaron los filones y avanzar en el conocimiento de la red de percolación que originó la concentración mineral, en base a las características geométricas de los diferentes conjuntos filonianos y su estudio mediante técnicas de análisis fractal.

En base a los estudios iniciales, sobre la aplicación de técnicas de análisis fractal a la ordenación irregular de los sistemas filonianos auríferos del área de La Codosera, Badajoz (Gumié et al., 1992, Sanderson et al., 1994), y de su aplicación



Foto 23. Detalle de los filones de La Parrilla. Cuarzo con scheelita (color acaramelado) y arsenopirita. Banco 2º. Orientación de la foto ESE-ONO.

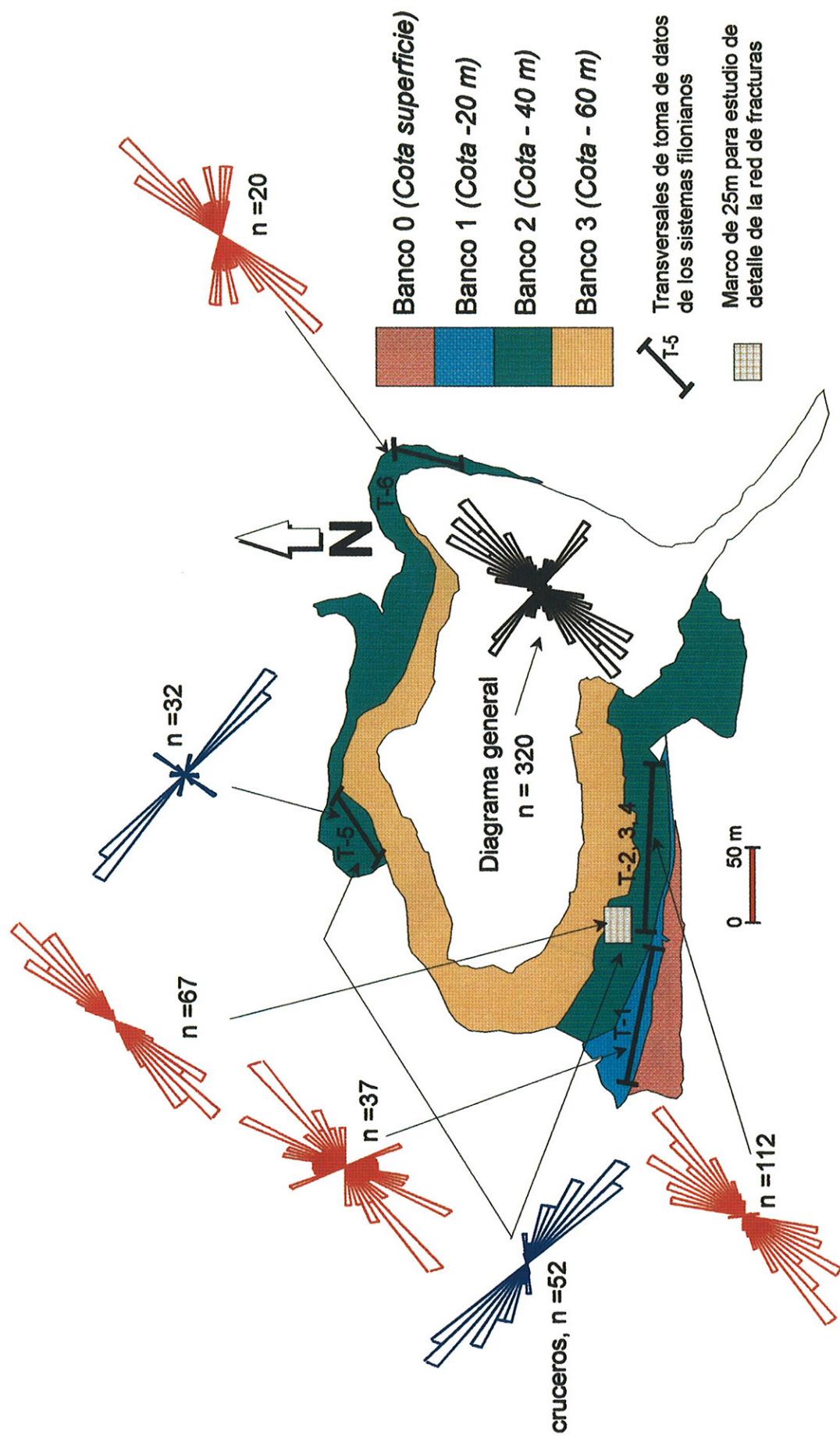


Figura 9. Diagramas en “rosa” de orientaciones de venas en la Corte de La Parrilla

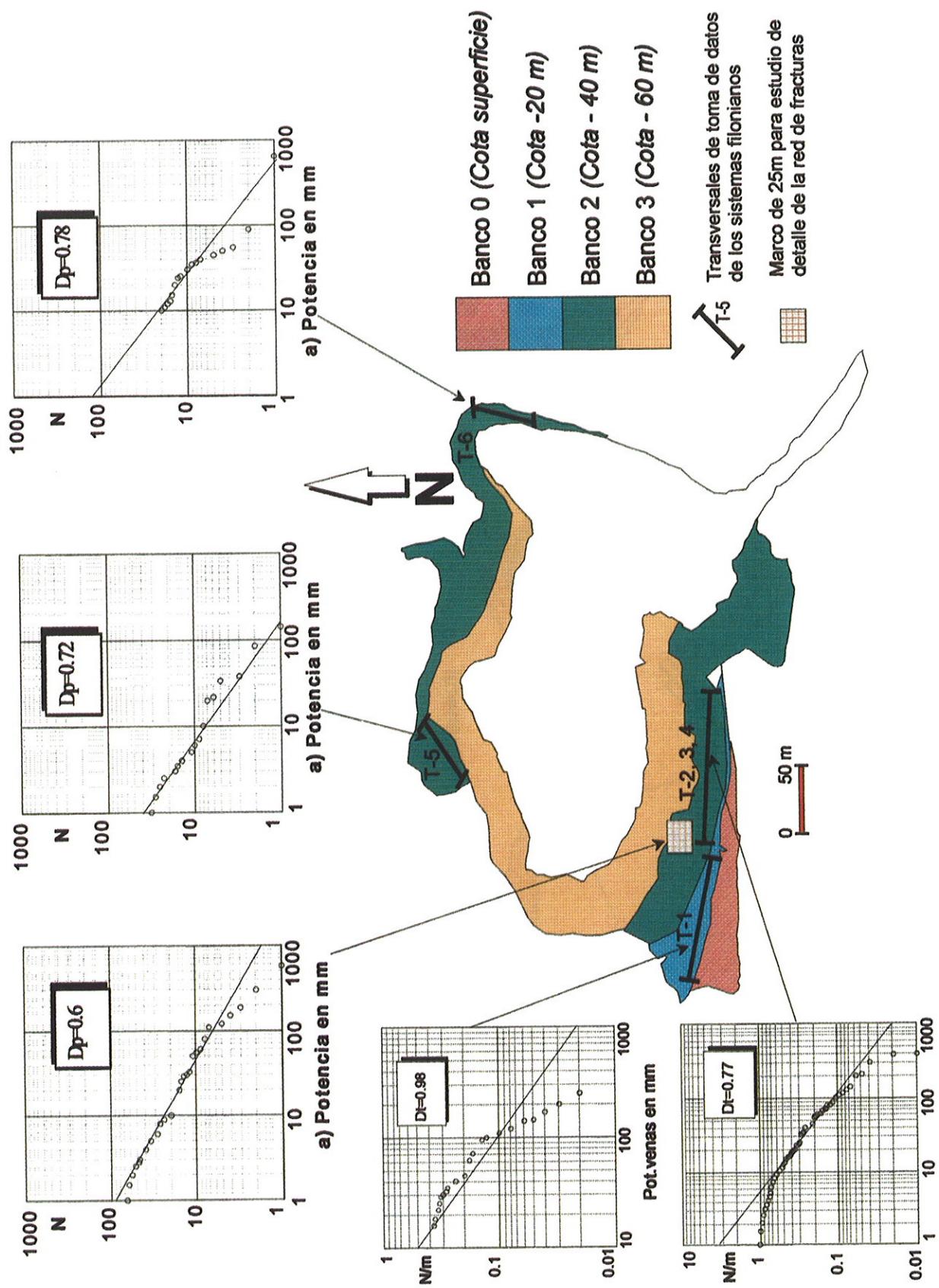
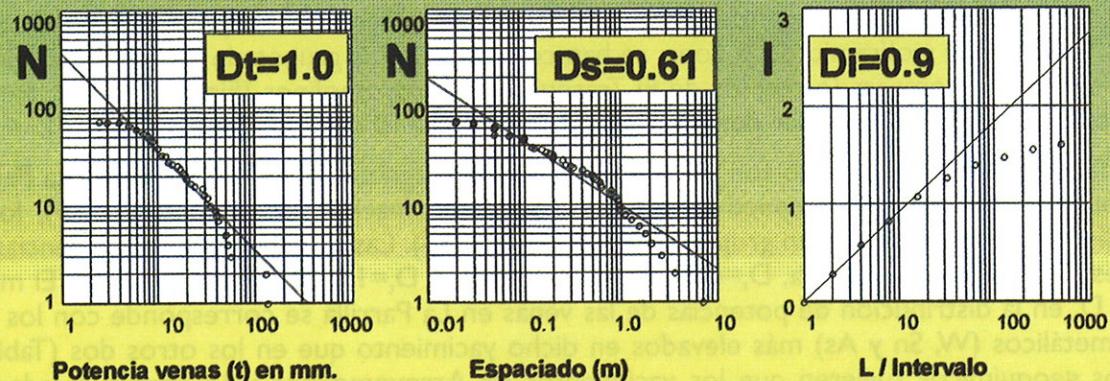


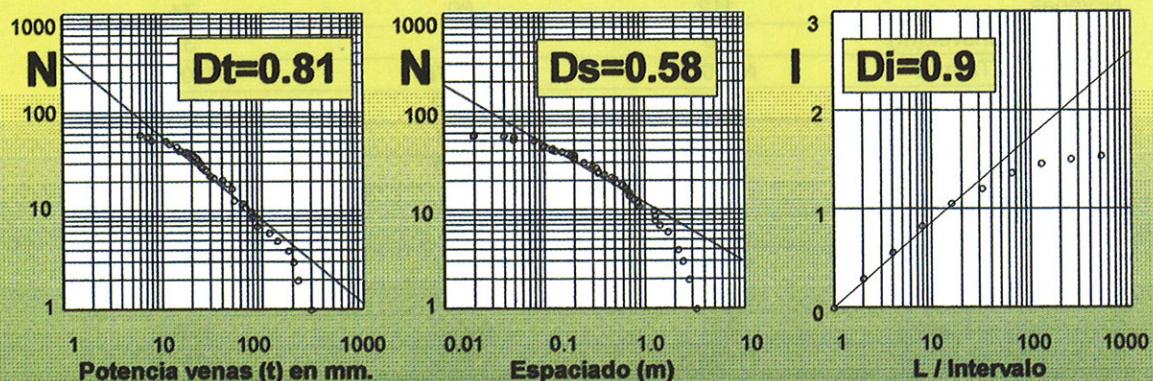
Figura 10. Dimensiones fractales de distribución de potencias de venas (D_p) en la Corte de La Parrilla

DIMENSIONES FRACTALES DE FILONES CON MINERALIZACIÓN DE W y Sn. (ARROYOMOLINOS, CÁCERES)



N = Frecuencia acumulada del número de venas. L = Longitud de la transversal en m.

DIMENSIONES FRACTALES DE FILONES CON MINERALIZACIÓN DE W y Sn. (EL TRASQUILÓN, CÁCERES).



N = frecuencia acumulada del número de venas. L = Longitud de la transversal en m.

Figura 11. Comparación de escalado fractal entre mineralizaciones de Sn y W

a otros yacimientos filonianos del Macizo Hespérico (Gumié y Sanderson 1994, Gumié et al., 1996 partes I y II), se ha comprobado que la geometría de la mayoría de los sistemas filonianos tiene distribuciones fractales, pero su caracterización geométrica formal debe realizarse en base a que son sistemas multidimensionales. Las tres dimensiones fractales que caracterizan las distribuciones de los sistemas filonianos son: la dimensión de distribución de potencias (D_t), pero también se han utilizado la de espaciado (D_s) y la dimensión de información (D_i), siendo t la potencia de las venas, s el espaciado intervenas y N el número de venas. La D_t es del mismo orden de magnitud ($D_{t\text{media}}=0,77$) en las diferentes transversales realizadas en la mina de La Parrilla (Figura 10).

Con objeto de estudiar la organización geométrica de los diferentes conjuntos filonianos mineralizados en estaño y wolframio de la zona, se han considerado los grupos de filones de la mina de La Parrilla y se han comparado con los de El Trasquilón y Arroyomolinos (Figura 11). Los tres sistemas filonianos tienen una similar densidad de venas (1 vena>10 mm por metro -Tabla 4).

Las dimensiones de espaciado son del mismo orden de magnitud (0,7, 0,58 y 0,61 en La Parrilla, Trasquilón y Arroyomolinos, respectivamente) y las de información son iguales ($D_i=0,9$), lo que implica distribuciones de venas en grupos (Gumié et al., 1995). Las distribuciones de potencias son diferentes ($D_t=0,77$ en La Parrilla, $D_t=0,81$ en el Trasquilón y $D_t=1,0$ en Arroyomolinos). El menor valor de D_t en la distribución de potencias de las venas en La Parrilla se corresponde con los contenidos metálicos (W, Sn y As) más elevados en dicho yacimiento que en los otros dos (Tabla 4). Los datos geoquímicos sugieren que los yacimientos de Arroyomolinos y La Parrilla pueden ser comparables en cuanto a la geometría de los filones y a relaciones de contenidos minerales; no obstante, La Parrilla es un yacimiento mucho más rico y en el que el W se presenta dominantemente como scheelita.

TABLA 4
Características estadísticas, dimensiones fractales y contenidos metálicos de las mineralizaciones filonianas de W y Sn estudiadas. Análisis químicos realizados en el ITGE.

Estadística venas	Parrilla	Trasquilón	Arroyomolinos
Nº Venas	112	60	74
Longitud Transver.(m)	93	34	37
Orientación Transv.	N110°E	N108°E	N100°E
Rango Potencias (mm)	1-400	6-300	2, 5-136
Suma Potencias (mm)	4229	2714	1354,5
Potencia Media (mm)	37,75	45,23	18,3
Densidad venas/m	1,20	1,76	2,0
% venas	4,55	7,98	3,66
Extensión	0,048	0,087	0,038
Cont.medio W (ppm)	561,5	15,33	143,2
Cont.medio Sn (ppm)	881	645,5	379,6
Cont.medio As (ppm)	11124,5	455,5	4021,0
Dimensiones Fractales			
D _t (distr.potencias)	0,77	0,81	1,0
D _s (distr.espaciados)	0,7	0,58	0,61
D _i (dim.información)	0,9	0,9	0,9
D _m (dim.masa)	0,97	0,94	0,93
D _c (dim.capacidad)	1,84	1,82	1,82

Por otra parte, aunque el número de venas por metro en Arroyomolinos puede localmente ser mayor que en La Parrilla, las venas en Arroyomolinos no alcanzan las potencias observadas en la Parrilla (potencia media en La Parrilla 37,75 mm frente a 18,3 mm en Arroyomolinos). Esto corrabora que los procesos de extensión que favorecen la dilatación de las fracturas son mayores en La Parrilla. Finalmente, los conjuntos filonianos de El Trasquilón contrastan con los dos anteriores,

pues muestran un enriquecimiento en Sn y empobrecimiento en W y As (Tabla 4). Las venas muestran dimensiones de espaciado ($D_s=0,58$) e información ($D_i=0,9$) similares a las otras mineralizaciones, y la $D_t=0,81$, puede considerarse intermedia entre las anteriores, confirmándose que la mayoría de las potencias de las venas se sitúan entre 10 y 30 mm, aunque la potencia media en el Trasquilón sea algo más elevada (45,23 mm, Figura 11 y Tabla 4).

Las investigaciones realizadas confirman la posibilidad de relacionar la simple medida de espesores de las venas con la ley mineral. Igualmente, el control de distribución de espaciados mediante la dimensión de información, es crítico para entender la geometría y localización de determinados conjuntos filonianos que puedan presentar contenidos metálicos.

Se ha comprobado que la distribución espacial de la mayoría de los conjuntos filonianos estudiados, o es típicamente fractal en los parámetros estudiados, o bien es en parte fractal, a la que se suma una cierta componente aleatoria en los espaciados. Esto sugiere la intervención periódica de procesos aleatorios en la localización de las venas, la cual puede ser debida a irregularidades de algunos conjuntos filonianos, a la posición relativa de las venas con respecto a estructuras mayores (fallas, cizallas o pliegues), o bien, es posible que estos sistemas naturales sean *multifractales*.

Por otra parte, en la mina de La Parrilla, y en base al análisis geométrico de los grupos filonianos, se está llevando a cabo un estudio detallado de las redes de fractura, con objeto de definir el grado de conectividad de las mismas, que juega un papel fundamental en la deformabilidad y permeabilidad de una masa rocosa fracturada, y en la propia concentración de la mineralización.

Se han realizado ensayos de modelización estocástica de las redes filonianas en 2 y 3 dimensiones (Figura 12) en varias zonas seleccionadas, que son representativas del conjunto de la red de fracturas de la mina de La Parrilla. Se está evaluando la importancia de la conectividad de los grupos de fracturas que favorecen el desarrollo de los sistemas filonianos mineralizados, de cara a la concentración de la mineralización (Gumié et al., 1995, Gumié y Paredes 1996).

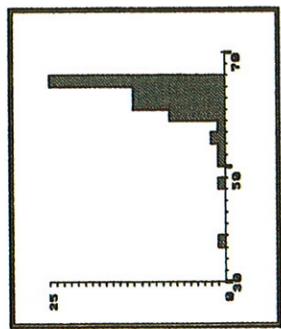
La posible extensión del “campo filoniano” mineralizado de La Parrilla se pone de manifiesto por la existencia de otras mineralizaciones análogas (Los Llanillos nº 54) y otros indicios próximos a la mina de La Parrilla (nº 55) que suponen posibles recursos adicionales a las reservas conocidas del yacimiento.

8.1.1.5. Mineralizaciones de Sn (Nb-Ta) Asociadas a Cúpulas Graníticas (Ambiente Apogranito)

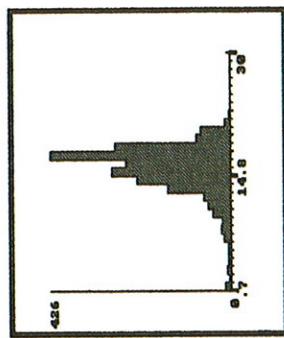
En este tipo de yacimientos las mineralizaciones beneficiables, principalmente de casiterita y columbita-tantalita, se encuentran diseminadas en cúpulas albíticas y relacionadas con los estadios finales de la evolución magmática, y en grupos de filones que en ocasiones constituyen “stockworks”. Pertenecen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

Las paragénesis se componen de cuarzo, albita, feldespato potásico, moscovita, casiterita, columbita-tantalita, tapiolita, ilmenita, rutilo y apatito. El desarrollo de fenómenos de albitización, greisenización y caolinización puede ser muy importante de cara a la concentración de la mineralización.

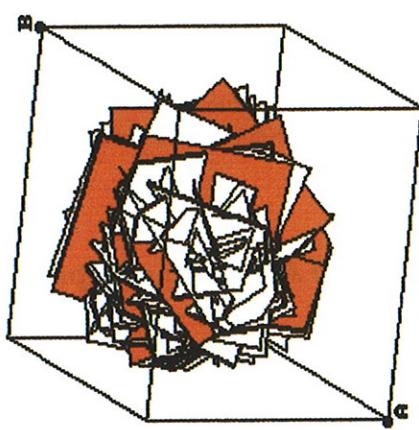
El depósito de “El Trasquilón” (nº 12), situado a 10km al sur de Cáceres (véase Mapa), es el ejemplo más representativo de este tipo de mineralizaciones en el área central de Extremadura. En este yacimiento, la mineralización, principalmente de casiterita, se encuentra diseminada en facies de leucogranitos albíticos y en una red filoniana que morfológicamente constituye un “stockwork” (Foto 24), centrado en una cúpula granítica que atraviesa los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico -CEG- (Figura 13) (González Aguado y Gumié 1984).



Histograma de conectividad
(longitud de conexión L/volumen)



Histograma del n° de intersecciones
interfracturas/volumen



Bloque de 25x25x25 m.

Simulación 3-D discreta de fracturas (filones del área seleccionada), a partir de un modelo conceptual fractal Levy-Lee.

Figura 12. Modelización estocástica de fracturas (filones) en La Mina de La Parrilla

La modelización del sistema “apogranito”, cuyo emplazamiento se produce en condiciones hipoabisales (próximas a la superficie terrestre), tiene en cuenta toda la 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 Sn-W-Mo- greisen” de Gumié (in litt.).

8.1.1.6. *Pegmatitas Estanníferas en Cúpulas Albíticas*

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 Trasquilón (nº 12) hay un cuerpo pegmatítico de dirección norteada, cuya potencia no sobrepasa los 2-3 metros, con cuarzo, albita, feldespato potásico, ambligonita 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 (véase apartado 8.1.6), y pertenecen a la asociación (Na-Li) pegmatitas sódico-líticas de Arribas (1979).

8.1.1.7. *Casiterita-Scheelita Asociada a Pórfidos Graníticos. (Sistema Pórfidos de Sn-W-Mo-Greisen)*

El yacimiento de El Sextil (nº 52) pertenece a un tipo insuficientemente investigado en Extremadura, definido por Gumié (in litt.) como “Pórfidos de Sn-W-Mo-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 hipoabísal, que intruye en el Compejo Esquisto-Grauváquico, y en el que se diferencian los siguientes tipos de rocas, junto con unos patrones de alteración propios de sistemas tipo pórfido (Figura 14):

Pórfidos graníticos.— Constituyen el núcleo del macizo rocoso, y muestran abundantes fenocristales de cuarzo y plagioclasa, en una matriz afanítica con cuarzo, feldespato potásico y micas. Todas las muestras estudiadas muestran alteraciones potásicas (Foto 16) y cuarzo-sericíticas, y es muy frecuente encontrar fluorita diseminada.

Zona de mezcla.— Rodeando al núcleo de pórfidos hay una zona con gran variedad de rocas, comprendiendo desde granitos y granodioritas biotíticas, hasta pórfidos graníticos y monzoníticos. Hay fluorita diseminada en todo el conjunto y las rocas presentan fuerte alteración cuarzo-sericítica con pirita

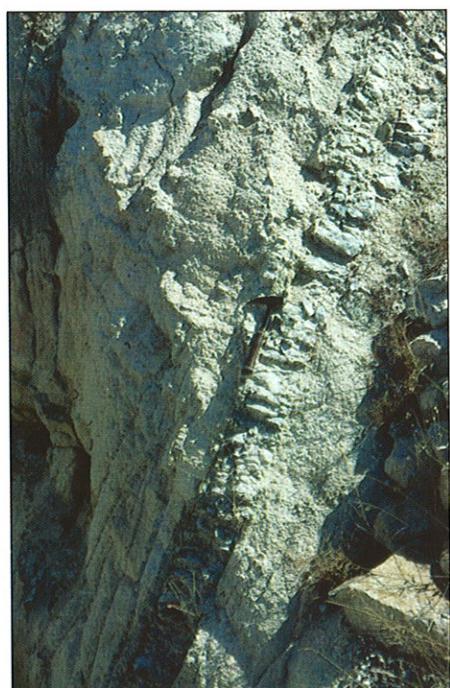


Foto 24. Red filoniana con casiterita, que morfológicamente constituye un stockwork, en leucogranitos moscovíticos de El Trasquilón. Orientación de la foto E-O.

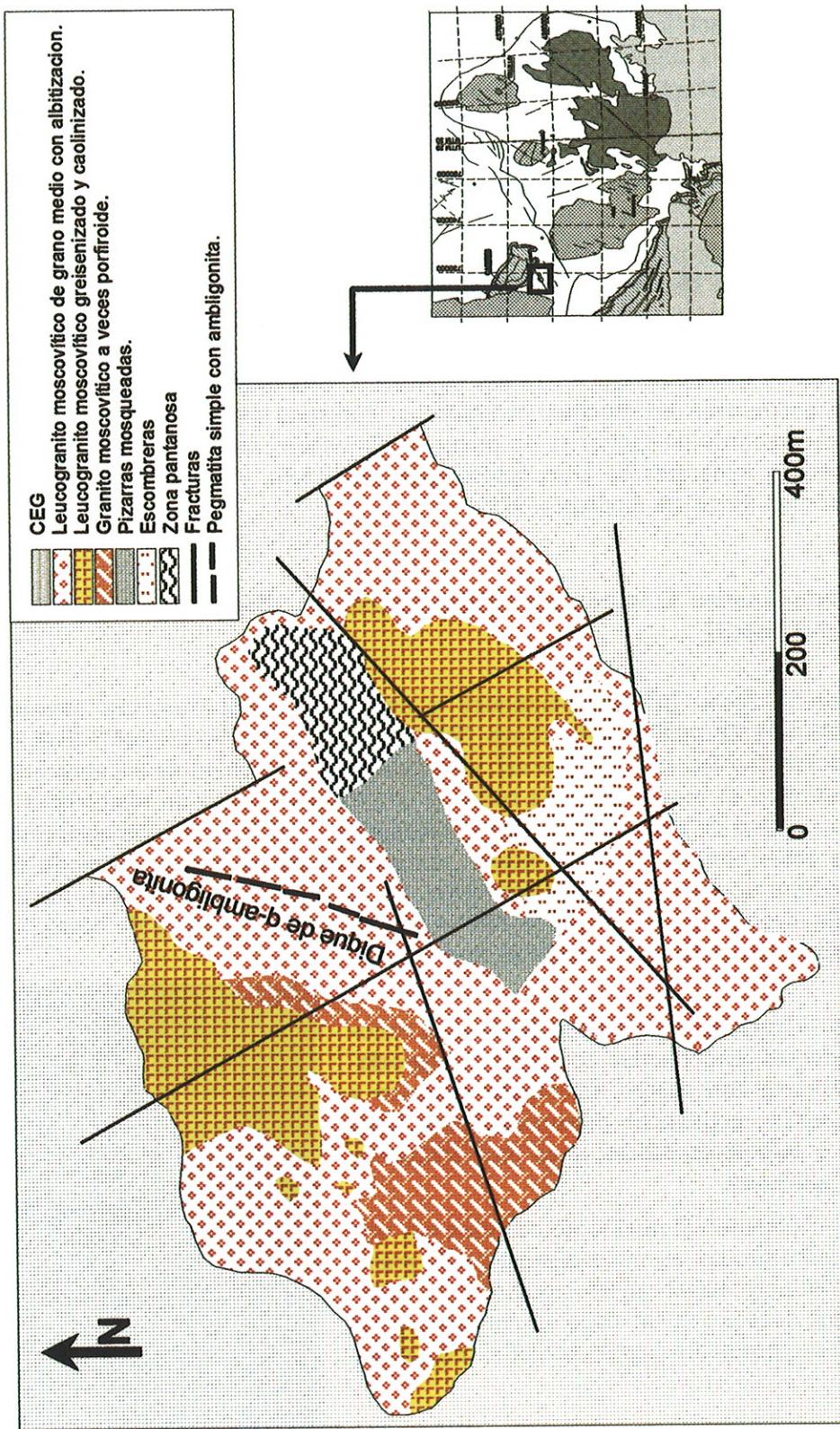


Figura 13. Esquema geológico de la cúpula granítica de El Trasquillo

diseminada. Estos cuerpos intruyen en un pórfito cuarzomonzonítico que, en afloramiento, rodea los anteriores tipos rocosos.

Pórfitos cuarzomonzoníticos.— Están formados por megacristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en una matriz afanítica con clorita, biotita y óxidos de hierro. Este pórfito presenta alteración argillítica (sericítica), no se observa fluorita diseminada y sin embargo, sí trazas de molibdenita. Aunque de carácter local, se observan *brechas de tipo explosivo*, con fragmentos angulosos de granitos biotíticos y de pórfitos, en una matriz rica en turmalina.

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 las metalogénicas hacen que este yacimiento encuadre en el tipo “pórfitos de Sn-W-Mo-greisen”.

8.1.1.8. **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 Terrucho” (nº 22) en las proximidades de Trujillo y los aluvio-eluviones de “La Maruta” (nºs 1 y 2) en el batolito de Cabeza de Araya, próximos a Malpartida de Cáceres.

8.1.2. **Mineralizaciones de Fosfatos**

Los yacimientos de fosfato del área de estudio son de dos tipos: filoniano y como diseminaciones en series 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 rocas carbonatadas del Carbonífero Inferior (Tournesiense-Viseense).

8.1.2.1. **Filones de Cuarzo-Apatito Intragraníticos y Extrabatolíticos**

Las mineralizaciones filonianas de fosfato 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.

Desde el punto de vista geoquímico, la “línea básica” de Aparicio *et al.*, (1977) que se sitúa al sur del batolito de Alburquerque, y que separa dos provincias magmáticas bien definidas petrográfica y geoquímicamente, también representa el límite metalogénico meridional para las mineralizaciones filonianas de fosfato, puesto que al sur de dicha línea no se conoce este tipo de mineralizaciones.

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 7) 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 sílico-potásica.
- Los granitos “fosfatíferos” de Extremadura presentan alto contenido en P, llegando a observarse apatito diseminado en determinadas facies.

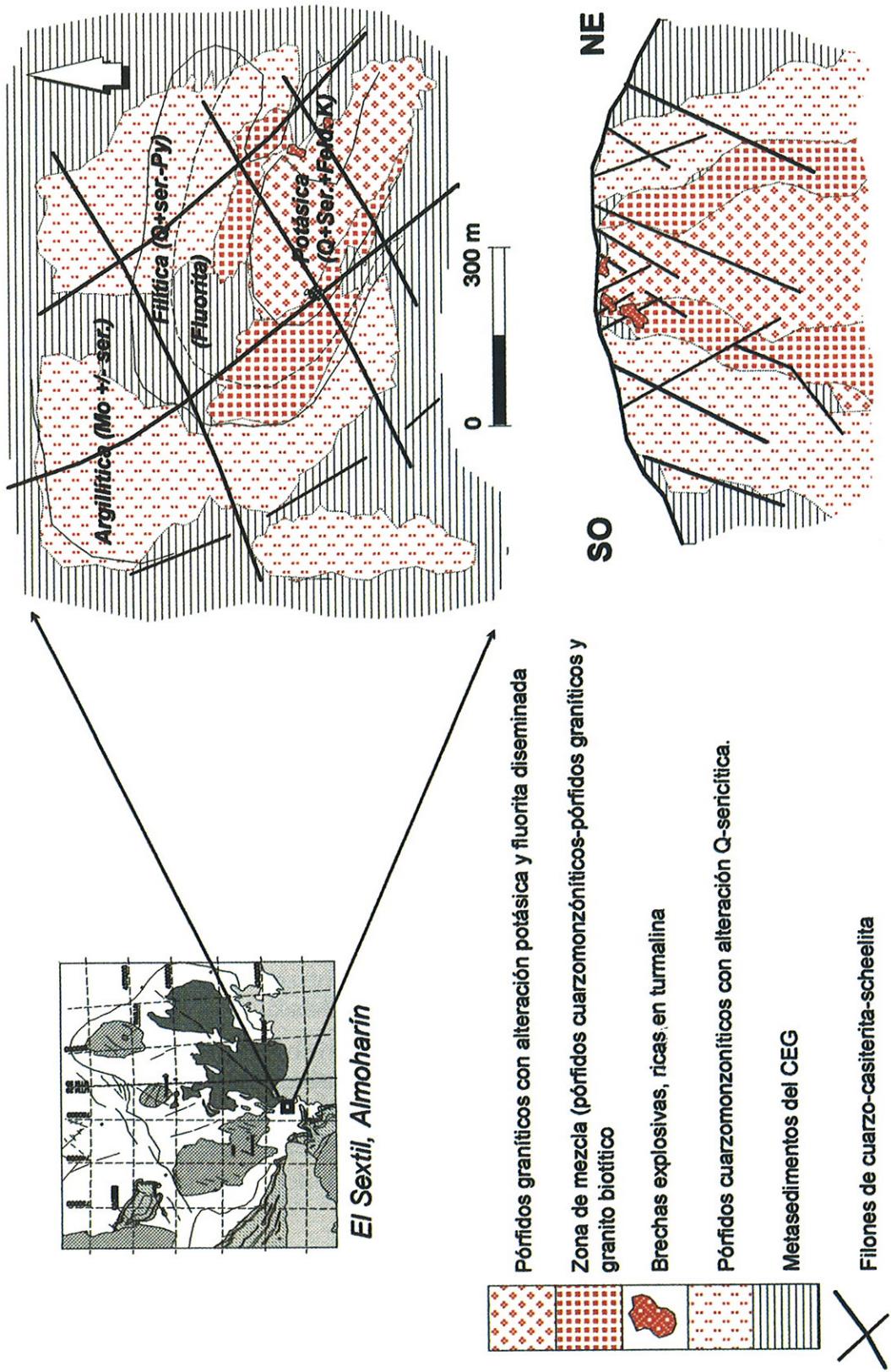


Figura 14. Esquema geológico y alteraciones hidrotermales del yacimiento de W-Sn tipo pórfido de El Sextil (Almoharín, Cáceres)

- Suelen presentar asociadas mineralizaciones de U y de Sn-W.
- 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 siguientes: los indicios de Malpartida de Cáceres (“Las Loberas” y “Los Barruecos” n°s 3, 4 y 7, respectivamente), de Trujillo (“Chiripa” y “La Majada” n°s 24 y 25, respectivamente), indicios “La Higuera-Alcuescar” (n° 34) y “Albalá” (n° 37), indicio “San Alfredo” (n° 46) en Arroyomolinos, e indicio “Cerro Blanco” en Valdefuentes (n° 38).

En posición extrabatolítica destaca el “Filón Abundancia” (n° 10) en Aldea Moret, en las proximidades de Cáceres, que tuvo gran importancia por su extraordinaria riqueza y el pequeño indicio de “La Sierrilla” (n° 61).

8.1.2.2. *Filones y Diques de Cuarzo-Ambligonita*

En situación intrabatolítica hay fosfato como ambligonita, mineral complejo de P y Li $[\text{PO}_4(\text{F},\text{OH})(\text{Al},\text{Li})]$, en un cuerpo pegmatítico de dirección aproximada N-S en la cúpula del Trasquillón (n° 12, apartado 8.1.6). En situación extrabatolítica en las alternancias de cuarcitas y pizarras del Ordovícico Medio-Superior, hay que señalar la mina de Valdeflórez (n° 5) en la que el fosfato se presenta también como ambligonita en filones de cuarzo (Foto 25).

8.1.2.3. *Mineralizaciones no Filonianas en Calizas del Carbonífero Inferior*

Otros yacimientos de fosfato del Macizo Hespérico, y concretamente en Extremadura (Aizpurua *et al.*, 1982) 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 anterior grupo y que se pueden sintetizar de la siguiente forma:

- 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.



Foto 25. Filones de cuarzo de orientación NNE-SSO con casiterita y ambligonita (de tonos amarillentos) en la mina de Valdeflórez (Cáceres). Orientación de la foto ONO-ESE. Fotografía del techo de la galería.

- Las paragénesis frecuentemente son monominerales, ya que están constituidas casi exclusivamente por fosfato (variedad colofana), de textura coloformes y botroidal, y gangas de arcillas y calcita (Foto 26).
- 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 (nºs 6, 9 y 10), situadas en 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.

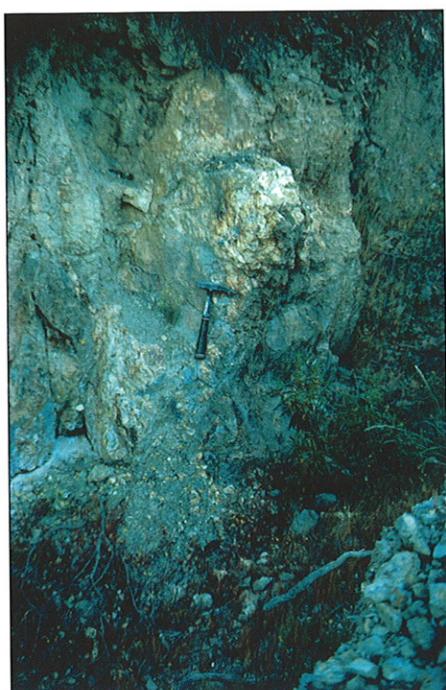
8.1.3. Mineralizaciones de Zinc-Plomo-Plata-Cobre

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 esta memoria, y en base a los datos que actualmente se poseen, es preferible establecer una tipología de 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.

78

8.1.3.1. 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 (nº 58), en el término de Aldeacentenera, el cual está constituido al menos por cuatro cuerpos filonianos - bandas de rocas fuertemente silicificadas y deformadas (Foto 27) – encajando en materiales pizarroso – cuarcíticos del CEG. La dirección de las bandas filonianas es N160°-170°E y buzamientos entre 60° y 70° al Oeste.

Foto 26. Fosfato (variedad colofana -de color blanco-) en calizas del Tournesiense-Viseense, (Aldea Moret - Cáceres). Orientación de la foto ONO-ESE.

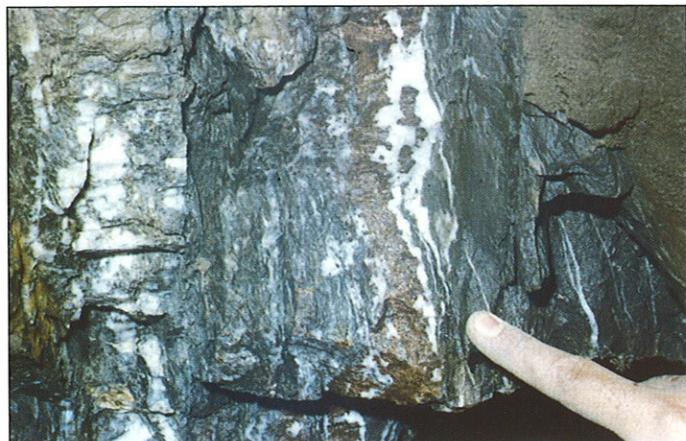


Foto 27. Mineralización de esfalerita (marrón) y cuarzo, asociada a una banda de cizalla en el CEG. Mina San Roque, nivel -50m. Orientación de la foto O-E.

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 (nº 66).

8.1.3.2. **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 sulfoantimonios de Pb-Ag. Pertenece 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" (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" (nº 16), "Petra" (nº 17), "La Arrebata" (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 norteada (NO-SE) y con la que, al menos espacialmente, se encuentran relacionados un numeroso conjunto de mineralizaciones (Figura 7).

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 (nº 62 - Foto 28) en los

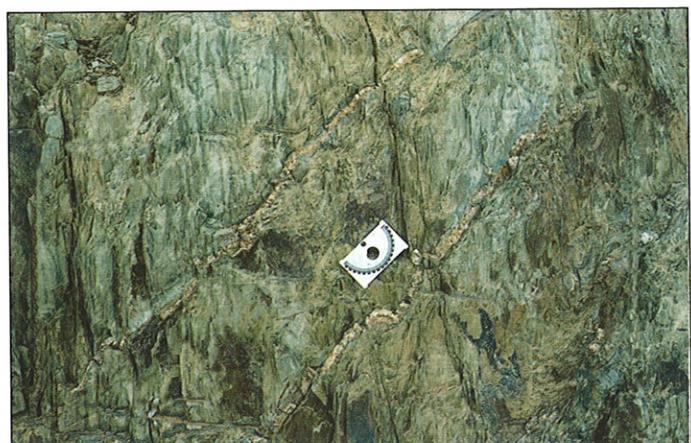


Foto 28. Filones de cuarzo en el CEG. En ellos se han encontrado valores comprendidos entre 1,4 y 1,6 ppm de plata. Cizalla de Santa Marta de Magasca-Montánchez. Orientación de la foto S-N.

que se han encontrado valores de Ag comprendidos entre 1.4 y 1.6 ppm, en un corte de la carretera al norte de Santa Marta de Magasca, en una zona sin indicios conocidos.

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 (véase apartado 8.1.1.4).

8.1.3.3. **Mineralizaciones de Pb-Zn-Cu en Filones de Relleno de Fracturas Tardías**

Las mineralizaciones filonianas 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 “Torrequemada” (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” (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 Escurial.

8.1.4. **Mineralizaciones de Antimonio**

80

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 al Pb o Zn, al Au (“Mina Mari Rosa” en Valencia de Alcántara, Cáceres), al As, al Hg, al W (“Mina San Antonio” en Badajoz) y al Cu.

En Extremadura están representadas las siguientes asociaciones minerales (Gumiell 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 (véase Mapa).

8.1.4.1. **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, aunque en ocasiones se sitúan en las proximidades de cuerpos intrusivos.

En la zona de estudio sólo hay un indicio de antimonio, el “Grupo Minero Suerte” en Aldeacentenera (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, (Gumiell, 1983). Se trata de una mineralización filoniana, con filones de orientación N90° - 100°E y buzamientos subverticales, encajados en pizarras y grauvacas del CEG.

8.1.5. Mineralizaciones de Barita

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

8.1.5.1. 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” (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 7).

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.

8.1.5.2. Filones de Cuarzo - Óxidos de Fe-Baritina (Pb) Extrabatolíticos

A este grupo pertenece el indicio denominado “La Mina” (nº68) al Este 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.

8.1.6. 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%), ambliagonita (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 extrabatolíticos, por ejemplo en Valdeflórez (Cáceres). Se pueden diferenciar los siguientes tipos:

8.1.6.1. Filones y Diques de Cuarzo-Ambligonita Intragraníticos

En la zona de estudio los yacimientos de Litio se encuentran junto con mineralizaciones de estaño y de fosforita en situación intragranítica o extrabatolítica. Los dos más significativos son; las pegmatitas litiníferas de la cúpula granítica de “El Trasquillo” (nº 12) y la mina de “Valdeflórez” (nº 5) en el Paleozoico del Sinclinal de Cáceres. Ambos tienen en común que el litio se presenta en la ambliagonita $[PO_4(F, OH)(Al, Li)]$.

En el Trasquillo, la mineralización de Li se concentra en filones y diques compuestos por cuarzo, ambliagonita (Figura 13), junto con feldespato potásico, albita y casiterita minoritarios. Desde un punto de vista geoquímico, la cúpula granítica está constituida por un granito calcoalcalino peraluminoso, rico en SiO_2 y pobre en CaO , con elevados contenidos en P_2O_5 . 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 zircón 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 ambligonita 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.

8.1.6.2. *Filones de Cuarzo - Ambligonita - Montebrasita Extrabatolíticos*

La principal mineralización representante de este tipo es la mina de “Valdeflórez”, 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 ambligonita (Foto 25) es congruente con la cinemática de las fracturas llenas 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), el cual se presenta como un sistema de “venas pinnadas” (pinnate veins), asociadas al haz principal, en las que se reconoce un movimiento senestro. 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 ambligonita-montebrasita, cuarzo y casiterita. Como minerales accesorios se encuentran; feldespato potásico, apatito, zircón y rutilo. La ambligonita-montebrasita se presenta como grandes cristales subidiomorfos a alotriomorfos fracturados, con turquesa y con un intenso maclado polisintético. En este yacimiento predomina la montebrasita sobre la ambligonita, 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 ambligonita, 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 al Trasquillón), o bien el P contenido en las rocas encajantes, haber sido lixiviado e incorporado a las celdas hidrotermales, 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.

8.2. Minerales Radiactivos

Al igual que sucede con las mineralizaciones de Sn-W y fosfatos, los principales yacimientos de uranio se encuentran en el Macizo Hespérico. Actualmente, la única explotación activa del país 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. Son numerosos los indicios de uranio de Extremadura; de hecho, cualquier anomalía radiactiva ya representa un indicio, pero en el Mapa tan sólo se han representado aquellos indicios en los que ha existido explotación (Los Ratones) o que han sido objeto de exploración, llevada a cabo en su mayor parte por la JEN y ENUSA.

8.2.1. Mineralizaciones de Uranio

En esta memoria se ha utilizado 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 1) mineralizaciones no estratiformes, dentro del cual se diferencian dos subtipos: el 1a) que son mineralizaciones filonianas y el 1b) que son de tipo masivo.

8.2.1.1. Filones de Cuarzo-Óxidos de U Intragraníticos

Todos los indicios filonianos de uranio que hay en el área estudiada son intragraníticos, de orientaciones preferentes NE-SO y NNE-SSO (Figura 7), fuertes buzamientos y longitudes que no superan los 800 metros. El más representativo es la mina de “Los Ratones” en Albalá (nº 35), constituida por un haz filionario de dirección NE-SO, que encaja en monzogranitos de dos micas, atravesados 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” (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 torbernitita, 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” (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 monzogranitos biotíticos en Cabeza de Araya. De morfología masiva hay que señalar el indicio de “El Castillejo” (nº 57 - Tabla 6) en monzogranitos y granitos biotíticos porfídicos del plutón de Sierra Bermeja (véase Mapa).

Investigaciones recientes sobre la organización geométrica de estos grupos filonianos, utilizando transversales de muestreo de los filones uraníferos y con cuarzo-apatito de Los Ratones y Las Perdices han puesto de manifiesto (Gumié et al., 1996 partes I y II) que las dimensiones de distribución de potencias muestran valores de D_t comprendidos entre 0,68 y 0,85 (transversales T-1 y T-3 respectivamente, Figura 15). Las dimensiones de información (D_i) varían entre 0,88 y 0,9, valores que son propios de sistemas filonianos mineralizados bien conectados. Por último, las dimensiones de espaciado, en un rango comprendido entre 0,4 y 2 m, muestran valores de $D_s = 0,98$ y 0,9 en las transversales T-1 y T-3 respectivamente. Las distribuciones de espaciado en estos conjuntos filonianos se ajustan mejor a distribuciones lognormales que a exponenciales negativas. La dimensión de información (D_i) próxima a 0,9 es del mismo orden de magnitud que la de otros conjuntos filonianos mineralizados en Sn-W que existen en el área de estudio.

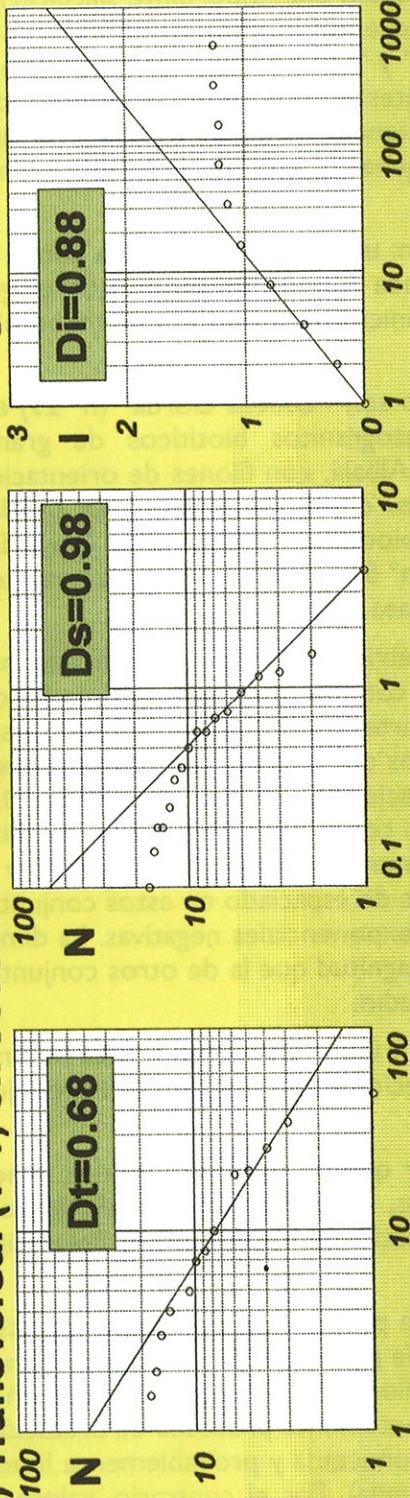
La densidad de venas en Albalá es 1,29 venas/m en T-1 y 0,65 venas/m en T-2. La potencia media varía entre 12,8 mm y 13,6 mm (Tabla 5), siendo muy parecida a las potencias de los conjuntos filonianos medidos en Arroyomolinos (Tabla 4).

Se puede concluir que estos datos llevan a considerar que los grupos filonianos mineralizados en Sn, W, U y P son sistemas de fracturas bien conectados, de gran interés metalogénico y potencial minero, pues en ellos ha existido una importante circulación hidráulica que ha favorecido la concentración mineral en determinadas partes del sistema.

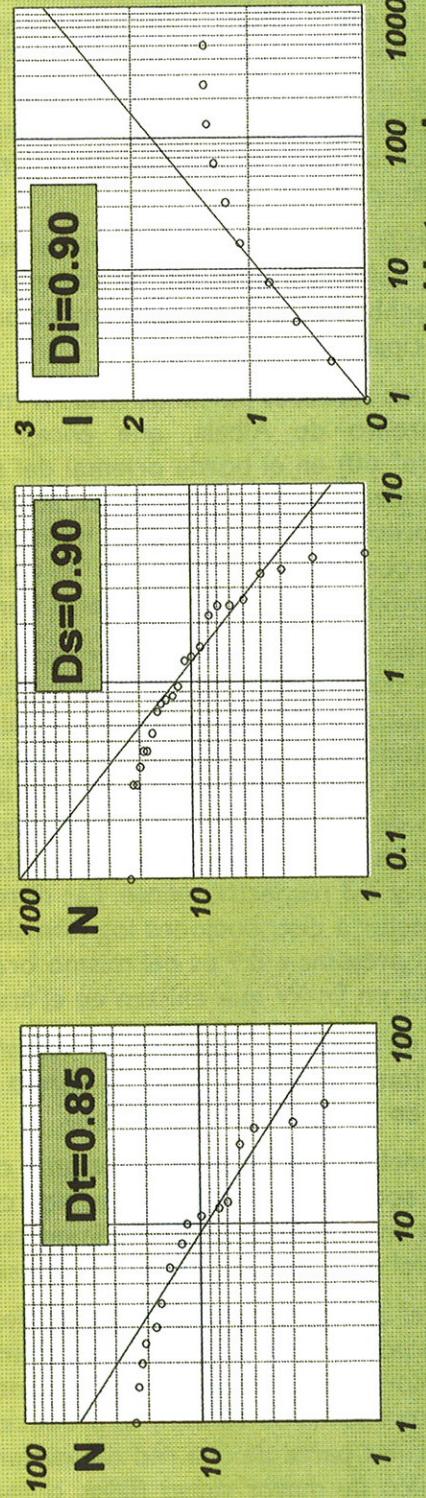
Finalmente, el que los grupos conectados de venas, de potencial interés metalogénico, puedan ser descubiertos por la dimensión fractal de distribución de potencias (valores de $D_t < 1$) supone un avance en la exploración de yacimientos filonianos. Los valores de $D_t < 1$ sugieren que en las venas más potentes (por encima de 10 mm) se producen dominanteamente procesos de dilatación, y estas venas pueden formar parte de una red de fracturas interconectada y probablemente ligada a algún accidente tectónico de mayor rango (fallas o zonas de cizalla). Por el contrario, valores de $D_t > 1$ sugieren que en la distribución de las venas dominan las menos potentes (<10 mm), lo que puede ser interpretado como que representan redes de fracturas poco conectadas, con escasa circulación de fluidos y poco potencial metalogénico. Por consiguiente, el escalado fractal de los sistemas filonianos puede ser una herramienta útil para la discriminación entre grupos filonianos mineralizados y estériles, lo cual puede ser utilizado en la exploración de yacimientos filonianos del área.

Dimensiones fractales de venas de Q-U-P en Albalá, Cáceres.

1) Transversal (T-1) en sección de dirección N85°E/v. Longitud 14m



2) Transversal (T-3) en sección de dirección N115°E/v. Longitud 37m



Pot.venas(t) en mm.

N = Frecuencia acumulada del número de venas. L = Longitud de la transversal en m.

Espaciado (m)

L / Intervalo

Figura 15. Comparación del escalado fractal entre mineralizaciones de U-P

TABLA 5
Características estadísticas y dimensiones fractales
de las mineralizaciones filonianas de Urano y Fosforita estudiadas

Estadística venas	Albalá (Trans.T-1)	Albalá (Trans. T-3)
Nº Venas	18	24
Longitud Transver.(m)	14	37
Orientación Transv.	N85°E	N115°E
Rango Potencias (mm)	1,5-48	1-40
Suma Potencias (mm)	244,5	307
Potencia Media (mm)	13,58	12,79
Densidad venas/m	1,29	0,65
% venas	1,75	0,83
Extensión	0,018	0,008

Dimensiones fractales		
D _i (distr.potencias)	0,68	0,85
D _s /(distr.espaciados)	0,98	0,9
D _i (dim.información)	0,88	0,9

TABLA 6
Indicios de minerales metálicos y energéticos (Nº de Hojas a escalas 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)	Sust.	Nombre de indicio / Mina
1	51	704	Cáceres	719450	4371250	Sn	La Maruta
2	51	704	Cáceres	719100	4370550	Sn	La Maruta
3	51	704	Malpartida	718900	4370000	P	Las Loberas
4	51	704	Cáceres	719850	4369950	P	Cáceres
5	51	704	Cáceres	729500	4370500	Sn-P-Li	Valdeflórez, Q-Ambligonita
6	51	704	Cáceres	724100	4369400	P	Aldea Moret
7	51	704	Malpartida	717200	4367200	P	Los Barreudos-Malpartida
8	51	704	Cáceres	719900	4367800	Sn	El Acebuche
9	51	704	Cáceres	725350	4367800	P	Aldea Moret
10	51	704	Cáceres	726700	4366650	P	Aldea Moret - Filón Abundancia
11	51	704	Cáceres	719000	4365950	W	Las Breñas
12	51	704	Cáceres	727000	4364100	Sn-Nb-Ta-Li	El Trasquillo
13	51	705	Plasenzuela	753000	4372700	Pb-Ag-Zn	La Serafina
14	51	705	Plasenzuela	752900	4372200	Pb-Ag-Zn	La Serafina
15	51	705	Plasenzuela	752700	4371700	Pb-Ag-Zn	La Serafina
16	51	705	Cáceres	752150	4366600	Pb-Zn-Ag	Casa Blanca - Horco de Arriba
17	51	705	Plasenzuela	752100	4365650	Zn-Pb-Sb-Ag	Petra
18	51	705	Plasenzuela	751100	4365600	Zn-Pb	La Arrebata
19	51	705	Plasenzuela	752900	4364500	Zn-Pb-Cu	La Liebre
20	51	705	Plasenzuela	751100	4364250	Zn-Pb-Cu	La Sevillana
21	51	679	Trujillo	768500	4380350	W	Los Alargos
22	51	705	Trujillo	765150	4374600	Sn	El Terrucho
23	52	705	Trujillo	771450	4375700	Sn	Mina Belén
24	51	705	Trujillo	770450	4372100	P	Chiripa - Dehesa de Huertezuelos
25	51	705	Trujillo	767350	4368950	P	La Majada
26	51	704	Torrequemada	739400	4359350	Pb-Zn	Torrequemada
27	51	704	Torremocha	740650	4359700	Pb	Pajarilla
28	59	730	Botija	754900	4357500	Pb	La Quiniela
29	59	729	Torremocha	736950	4354350	U	Cabeza Gorda
30	59	730	Torremocha	743850	4353900	W	Las Tinieblas
31	59	730	Albalá	743550	4353000	W	Este de Albalá
32	59	729	Casas Don Antonio	732950	4347300	W	Filones peribat. del Batolito de Albalá
33	59	729	Casas Don Antonio	734900	4346550	Sn	Casas de Don Antonio
34	59	729	Alcuescar	736800	4346700	P	La Higuera - Alcuescar

TABLA 6 (Continuación)
de minerales metálicos y energéticos (Nºs de Hojas a escalas 1/200.000 y 1/50.000 del M.T.N.
Cuadrícula U.T.M -metros - HUSO 29)

Nº	Hoja 200.000/Nº	Hoja 50.000	Localidad	X (UTM)	Y (UTM)	Sust.	Nombre de indicio / Mina
35	59	729	Albalá	739350	4348200	U	Los Ratones
36	59	729	Albalá	740100	4347350	U-P	La Carretona
37	59	729	Albalá	740550	4348100	P-U	Albalá - La Perdices
38	59	730	Valdefuentes	747550	4350950	P	Cerro Blanco - Valdefuentes
39	59	730	Montánchez	743200	4346300	Sn-W	Blanquillo
40	59	730	Montánchez	742950	4345700	Sn-W	Oeste de Montánchez
41	59	730	Montánchez	743200	4343700	Sn-W	Oeste de Montánchez
42	59	730	Montánchez	743500	4343500	Sn	El Tomillar
43	59	730	Montánchez	743750	4343200	Sn	El Tomillar
44	59	730	Montánchez	746800	4344100	Sn	Peñablanca
45	59	730	Montánchez	747200	4344200	Sn	Peñablanca
46	59	730	Arroyomolinos	746900	4341350	P	San Alfredo
47	59	730	Arroyomolinos	749200	4341200	Sn	Sur Herrumbosa - La Quebrada
48	59	730	Arroyomolinos	750450	4341250	Sn	El Estrechamiento - La Zapatilla
49	59	730	Arroyomolinos	750650	4340100	Sn-W	La Dilatación
50	59	730	Arroyomolinos	751200	4340050	Ba-(Pb)	La Asperilla
51	60	731	Escurial	772400	4343100	Pb-Zn-Cu	Lourdes
52	59	753	Almoharín	755900	4337800	Sn-W	El Sextil
53	59	753	Almoharín	754150	4333700	Sn	Sopetran
54	59	753	Almoharín	748500	4333000	W-Sn-As	Los Llanillos
55	59	753	Almoharín	750100	4331900	W-Sn-As	Próximos a la Mina de La Parrilla
56	59	753	Almoharín	750950	4331150	W-Sn-As	La Parrilla
57	59	753	Las Mesas	745450	4327000	U	El Castillejo
58	52	680	Berzocana	796500	4382350	Zn(Pb)	San Roque
59	52	680	Aldeacentenera	795550	4382100	Sb	Grupo Minero Suerte
60	59	730	Torremocha	743350	4353400	U	Torremocha
61	51	704	Cáceres	725400	4373700	P	La Sierrilla
62	51	704	Cáceres	749600	4379900	Ag-(Pb)	Santa Marta de Magasca
63	51	678	Malpartida	715250	4376000	U	La Zafilla
64	51	705	Cáceres	750600	4364400	Pb-Zn	La Minilla - El Carmen
65	51	705	Cáceres (Botija)	750700	4362000	Pb-Zn-Ag	Las Golondrinas
66	52	680	Retamosa	796500	4384350	Pb	San Gregorio
67	52	680	Retamosa	797450	4383000	Cu	La Favorita - San Gregorio
68	60	731	Alcollarín	782000	4348700	Fe-Ba-(Pb)	La Mina

9.

ROCAS INDUSTRIALES

En el sector de materiales industriales, Extremadura presenta una actividad importante dentro de los grupos de áridos naturales o de machaqueo y de las rocas ornamentales, especialmente 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.

En la zona que nos ocupa hay que destacar a parte de los granitos, las calizas y dolomías, las arenas y gravas y, por último, las cuarcitas.

Para la realización de este capítulo se han tenido en cuenta fundamentalmente las explotaciones actualmente activas, algunas inactivas y algunos 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 (apartado 8) debido a que, aunque estas sustancias se catalogan como minerales industriales, normalmente van asociados a paragénesis metálicas, o dan lugar como es el caso de los fosfatos, a yacimientos - tipo (es el caso de las fosforitas).

Se presenta un listado de explotaciones e indicios (Tabla 7), donde figura el número de referencia en la figura 16, la situación en las hojas topográficas a escala 1:200.000 y 1:50.000 según sus coordenadas UTM (m) para su fácil localización y, por último, la sustancia de la que se trata y su utilización.

9.1. Granitos

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 del Mapa. 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 figura adjunta no figuran todos los indicios ni canteras por situarse algunas de éstas fuera del área de estudio, en esta zona se incluyen las siguientes variedades (Junta de Extremadura 1992):

- *Amarillo Extremadura*, en el Término Municipal de Portezuelo próximo a Garrovillas (fuera del área cartografiada). Se trata de un granito biotítico - moscovítico con cordierita de color dorado - gris y grano grueso a muy grueso. Son explotados por Canteras Extremeñas S.L.
- *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. Es explotado por Canteras Extremeñas S.L. (Indicio nº 1 en la Figura 16 y Tabla 7)
- *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. Es explotado por Canteras Extremeñas S.L. (Indicio nº 2 en la Figura 16 y Tabla 7).
- *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 grisaceo. Es explotado por Granymar, S.A. (Indicio nº 3 - Tabla 7).
- *Gran Beige - Dorado Conquistador*, en el Término Municipal de Garrovillas. Clasificado como un granito cordierítico-biotítico de color beige - grisaceo y tamaño de grano medio a grueso. La variedad Gran Beige es explotado por Graesa y la variedad Dorado Conquistador por Canteras Extremeñas S.L. (Fuera del área cartografiada).
- *Gran Gris - Gris Conquistador*, en el Término Municipal de Portezuelo y Garrovillas se trata de un granito adamellítico biotítico - moscovítico de color grisaceo y tamaño de grano grueso a muy grueso. Explotado por Graesa y Canteras Extremeñas S.L. respectivamente.
- *Rosa Alba*, en el Término Municipal de Alcántara. Se trata de un granito biotítico de color rosa y tamaño de grano grueso. Es explotado por Alonso Murillo Galán (Fuera del área cartografiada).

88

El área de Trujillo - Montánchez, está formada por los plutones de Trujillo, Plasenzuela, Albalá-Montánchez, Santa Cruz, Zorita, Zarza y Alijares. 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 presentan 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. Es muy homogéneo en color y textura y las empresas extractoras son dos, Canteras Extremeñas, de Quintana de la Serena (Badajoz) y Granitos de Cáceres, de Torremocha (Cáceres). Las canteras, situadas en las proximidades de Zarza de Montánchez (Foto 29) y de Benquerencia, obtiene rendimientos medios-altos, estando su capacidad de producción en torno a los 2.000 m³/año. Se obtienen bloques de primera calidad para fabricar tableros pulidos y bloques de segunda para tableros flameados o abujardados y para mampostería y adoquines. (Indicios nºs 4 y 5 en la Figura 16 y Tabla 7).

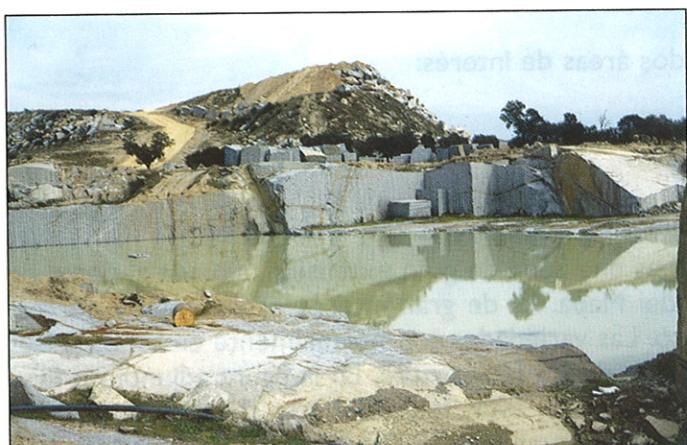


Foto 29. Cantera de explotación del “Azul Extremadura - Azul Molano”, situada en las proximidades de Zarza de Montánchez. Se explota una granodiorita biotítica de color gris azulado y grano medio a fino. Orientación de la foto O-E.

- *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*). Este granito fue descubierto gracias a una investigación llevada a cabo por MAYASA en los años 80, que posteriormente, transmitió sus derechos mineros sobre la zona a la empresa FERYMAG, S. A. de Vigo (Pontevedra), que abrió la cantera en 1991 (Foto 30) y continúa siendo la explotadora. (Indicios n°s 6 y 7 - Tabla 7).



Foto 30. Cantera de explotación del “Azul Platino Trujillo”, situada en el plutón de Plasenzuela. Se trata de un granito de grano medio a grueso, de dos micas y color gris azulado, algo violáceo. Orientación de la foto O-E.

- *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. Es muy homogéneo en tonalidad y textura y se extrae por la empresa Granitos de Cáceres (Indicio n° 8 - Figura 16 y Tabla 7).
- *Gris Miajadas*, en el Término Municipal de Escorial 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 n° 9 - Tabla 7).
- *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 n° 10 en la Figura 16 y Tabla 7).
- *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 n° 11 - Tabla 7).

Otra explotación de granito es, por ejemplo, el granito moscovítico caolinizado de El Trasquillo (Cáceres) cuya facies fue explotada hace tiempo para la obtención de caolín (Indicio n° 12 - Figura 16 y Tabla 7).

En la carretera de Monroy a Trujillo, en el paraje denominado “Dehesa de la Solana”, al norte de Santa Marta de Magasca (indicio n° 13 - Tabla 7), existe una cantera para áridos en la que se ha explotado un dique de pórfitos graníticos, y que se ha utilizado en las carreteras locales. Actualmente la explotación está inactiva.

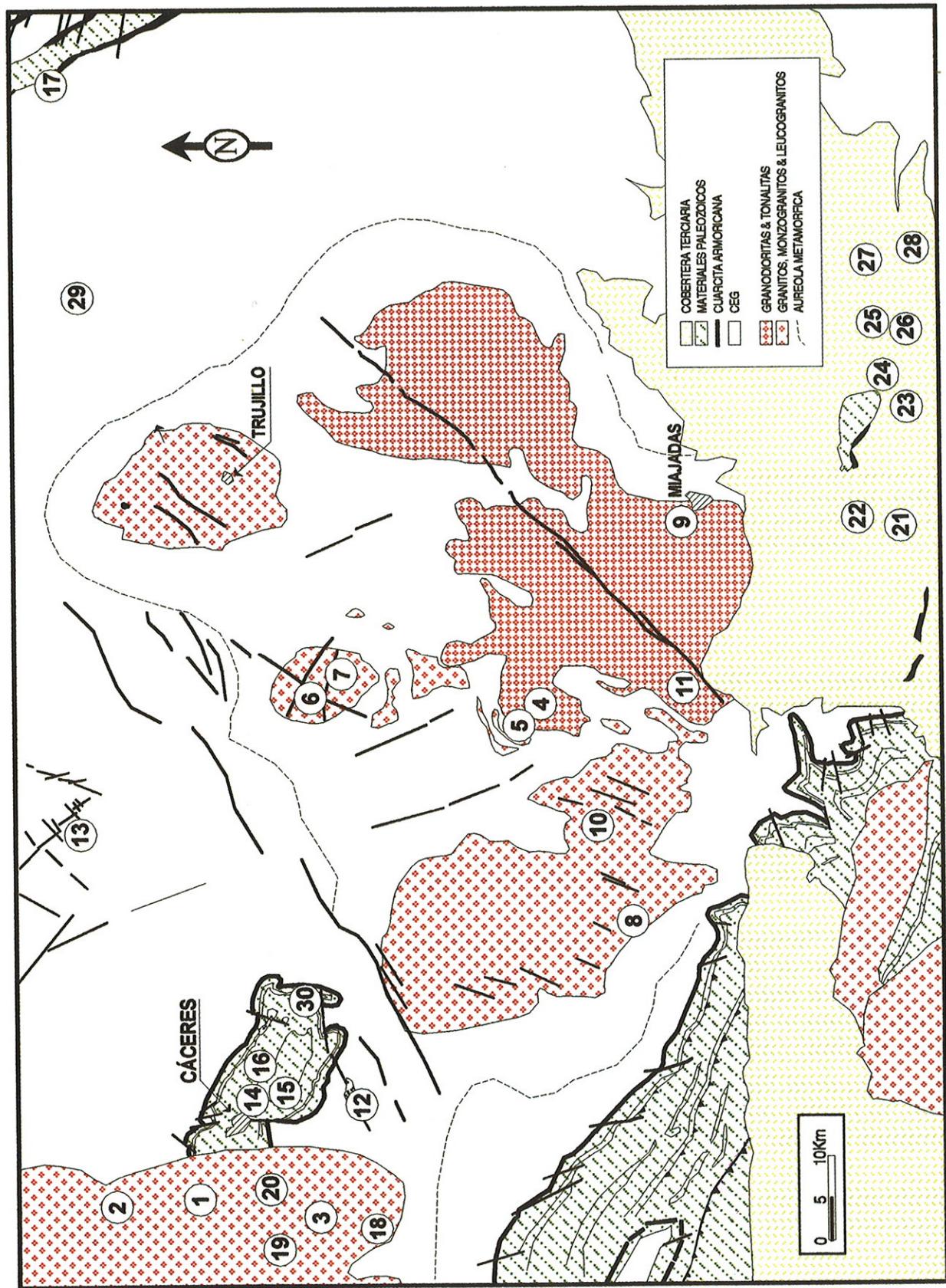


Figura 16. Situación de indicios y canteras de Rocas Industriales

9.2. Calizas y Dolomías

Los yacimientos de calizas son abundantes en Extremadura y han sido intensamente explotados; en la actualidad no hay explotaciones para cemento y la mayoría de las canteras activas se dedican a la obtención de áridos de trituración y parte a la obtención de cales.

El área de mayor interés dentro de la zona de estudio se sitúa en Cáceres próxima a la capital, las calizas son de edad carbonífera y generalmente se presentan de forma masiva, son de tonos blancos y grises, compactadas y de fractura irregular tratándose en muchos casos de calizas dolomíticas. Son válidas para su utilización en algunas industrias químicas y metalúrgicas y como áridos de trituración.

En la actualidad existen en el área de Cáceres tres explotaciones activas (14, 15, y 16 en Tabla 7 y Figura 16), además de varias canteras cuyo funcionamiento es intermitente.

En la Sierra de San Pedro también se localizan calizas cuya composición permitiría emplearlas en la industria pero no como ornamentales.

En las proximidades de Aldeacentenera han sido explotadas las rocas carbonatadas del Precámbrico Superior en el anticlinal de Robledollano unos 12 Km al este de Deleitosa (índice 17), para la obtención de cal pero en la actualidad no tienen ningún interés y sus reservas son prácticamente nulas.

9.3. Arcillas, Arenas y Gravas

Las arcillas situadas en las áreas de Malpartida de Cáceres, Casar de Cáceres, Cáceres capital y Brozas, proceden de la eluvación de las rocas graníticas o pizarrosas de la zona y pertenecen al grupo de arcillas cuaternarias. Existen varios yacimientos relacionados con las alteraciones del granito de Cabeza de Araya (lehm) en concreto de la facies de granito grueso sin megacristales (facies central) que proporcionan tanto arcillas como arenas (índices 18, 19 y 20 - Figura 16 y Tabla 7) con granulometría diversa y que se explotan esporádicamente.

Asimismo, en las proximidades de Cáceres se benefician depósitos de arenas procedentes de los lavaderos de las explotaciones de Estaño, también en esta zona, existen algunos depósitos relacionados con los coluviones procedentes de la denudación de los relieves montañosos.

Las arenas se encuentran normalmente asociadas a los depósitos aluviales del Tajo y Guadiana y sus respectivos afluentes. Los índices 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27 y 28 situados al sur de Miajadas a unos 10-15 Km al este de Santa Amalia, corresponden a los depósitos fluviales del Río Guadiana y Ruecas afluente del anterior en su zona de confluencia. El índice 29 en figura 16 y tabla 7, corresponde a los depósitos cuaternarios aluviales de cantes, arenas y limos del Río Almonte, afluente del Río Tajo, así como a las escasas terrazas desarrolladas, con cantes arenas y arcillas.

Los depósitos tipo Raña, proporcionan gravas y la mayor parte de estos materiales se emplean como áridos naturales en obras de construcción.

9.4. Cuarcitas

Las cuarcitas son abundantes en la zona de Cáceres, y entre ellas, la Cuarcita Armoricana parece la más apropiada para su explotación ya que presenta buenos frentes naturales y las reservas son importantes. Suelen ser empleadas para áridos de construcción y aglomerantes. Actualmente sólo existen dos explotaciones en Extremadura, una en la provincia de Badajoz y otra en la de Cáceres; la explotación "Elena" a 8 Km de la capital por la carretera N-630 en dirección a Mérida (índice 30 en la Figura 16 y Tabla 7).

TABLA 7
Explotaciones de rocas industriales y ornamentales
(Nºs de Hojas 1/200.000 y 1/50.000 del M.T.N. Cuadricula U.T.M. - metros - HUSO 29)

Nº	Hoja 200.000/Nº	Hoja 50.000	Localidad	X (UTM)	Y (UTM)	Sust.	Utilización
1	51	678	Casar de Cáceres	719000	4379300	GRANITO	ORNAMENTAL
2	51	678	Casar de Cáceres	717500	4387000	GRANITO	ORNAMENTAL
3	51	704	Malpartida de Cáceres	720000	4370500	GRANITO	ORNAMENTAL
4	59	730	Salvatierra 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	Alcuescar - Albalá	740830	4342680	GRANITO	ORNAMENTAL
9	59	730	Alijares - Escorial	766600	4342800	GRANITO	ORNAMENTAL
10	59	729	Montánchez	742800	4347500	GRANITO	ORNAMENTAL
11	59	730	Alijares - Almoharín	756500	4342000	GRANITO	ORNAMENTAL
12	51	704	El Trasquillo - Cáceres	727100	4364200	GRANITO	CAOLÍN
13	51	679	Sta.Marta de Magasca	751700	4382400	PÓRFIDO GR.	ÁRIDOS
14	51	704	Cáceres	724180	4371460	CALIZA	ÁRIDOS
15	51	704	Cáceres	725790	4369930	CALIZA	AGLOMERANTE
16	51	704	Cáceres	727870	4370150	CALIZA	ÁRIDOS
17	51	679	Deleitosa	797800	4396700	CALIZA	ÁRIDOS
18	51	704	Cáceres	717830	4369540	ARENA	ÁRIDOS
19	51	704	Cáceres	718600	4372090	ARENA	ÁRIDOS
20	51	704	Cáceres	719250	4372710	ARENA	ÁRIDOS
21	59	753	Sta Amalia	758470	4326220	GRAVA ARENA	ÁRIDOS
22	59	753	Sta Amalia	759320	4327280	GRAVA ARENA	ÁRIDOS
23	59	753	Don Benito	766400	4322190	GRAVA ARENA	ÁRIDOS
24	59	753	Don Benito	766760	4323250	GRAVA ARENA	ÁRIDOS
25	59	753	Don Benito	768750	4325680	GRAVA ARENA	ÁRIDOS
26	59	753	Don Benito	769200	4323250	GRAVA ARENA	ÁRIDOS
27	60	754	Don Benito	772500	4325500	GRAVA ARENA	ÁRIDOS
28	60	754	Don Benito	772800	4322250	GRAVA ARENA	ÁRIDOS
29	52	680	Torrecillas-Deleitosa	783750	4389800	GRAVAS	ÁRIDOS
30	51	704	Cáceres	732000	4367500	CUARCITA	ÁRIDOS,AGLOM.

10.

BIBLIOGRAFÍA

- AIZPURUA, J.; GUMIEL, P. & PINEDA, A (1982):** Introducción a los yacimientos de fosfato del Macizo Ibérico meridional . Bol. Geol. Min. t XCIII-V, pp 390-414.
- ALVAREZ NAVA, H.; GARCIA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNANDEZ URROZ, J.; LORENZO ALVA-REZ, S.; LOPEZ DIAZ, F.; MIRA LOPEZ, M.; MON-TESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; RO-BLES, R.; SANTAMARIA, 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 SGE,VOL I, comunicaciones, pp 19-22.
- ANTON 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, pp. 49-50.
- ANTON 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.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C.; PEINADO, M. & TINAO, J. M. (1977):** Caracterización geoquímica del plutonismo - postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico. *Stvdia Geológica* 9, pp.9-39..
- ARRIBAS, A. (1962):** Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio. Los Ratones, Albalá, Cáceres. *Est. Geol.* Vol. 18, 117-131.
- ARRIBAS, A. (1975) :** Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. *Stvd.Geo.* 9, 7-63.
- ARRIBAS, A. (1979):** Mineral paragenesis in the variscian metallogeny of Spain. *Stvdia Geol.* 14, pp. 223-260.
- ARRIBAS, A.; ARRIBAS ROSADO, A.; GUMIEL, P.; MARTIN IZARD, A.; & REGUILON, R. (1987):** Caracteres metalogénicos de los yacimientos minerales asociados a los granitoides del Macizo Hespérico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, 233-263, Libro homenaje a L.C.Garcia de Figuerola. Eds: Bea et al (1988). 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.
- BEA, F. (1975):** Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca - Cáceres. *Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.* 193p.

BEA, F.; SANCHEZ, J. G. & SERRANO PINTO, M. (1987): Una compilación geoquímica (Elementos mayores) para los granitoides del Macizo Hespérico. En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico, 87-194, Libro homenaje a L.C.Garcia de Figuerola. Eds: Bea et al (1988). Ed Rueda.

BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P.; & JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and no-coaxial deformation of granites; the example of the South Armorican Shear Zone. *J.Struct. Geol.* 1, 31-42.

BOSSIÈRE, G. & BAUCHEZ, A. (1978): Déformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de Grande Kabylie Occidentale (Algérie). *Tectonophysics*, 51, 57-81.

BOUYX, E. (1970): Contribution à l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). Mem IGME t3, 63p.

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.

CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. & GONZALEZ 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.

CASTRO, A. (1984): Los granitos y la estructura hercínica en Extremadura Central. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 208p.

CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): Os movimentos caledonicos e preliminares hercínicos na Península Iberica. *Bol. Soc. Geol. Portugal* VI(1-3), 1-12.

CORRETGE, L. G. (1971): Estudio petrológico del Batolito de Cabeza Araya (Cáceres). Tesis Doctoral Univ. Salamanca 453p.

CORRETGE, L. G. & MARTINEZ, 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, T. hom.I. Parga Pondal, pp, 113-137.

CORRETGE, L. G.; GALLASTEGUI, G. & CUESTA, A. (1983): Características geoquímicas de los enclaves en las granodioritas de Cangas del Morrazo - Moaña (Provincia de Pontevedra). *Stvdia Geol. Salm.* XVIII, 307-321.

CRESPO, V. & REY DE LA ROSA, J. (1971): Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. Min. Esp.* 82, 512-515.

DEBON, F. & LE FORT, P. (1982): A chemical - mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Rov. Soc. Edinburg Earth Sci.* 73, pp. 135-149.

DE VICENTE, G. (1988): Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Univ. Complut. Madrid. 317p.

DE VICENTE, G.; GONZALEZ CASADO, J. M.; BERGAMIN, J. F.; TEJERO, R.; BABIN, R.; RIVAS, A.; HERNANDEZ ENRILE, J. L.; GINER, J.; SANCHEZ, F.; MUÑOZ, A. & VILLAMOR, P. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System. *Actas iii Congreso Geol. España.* T1,284-288.

DIEZ BALDA, M. A. (1986): El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. *Acta Salmanticensia, Ciencias* 52, Ed. Univ. salamanca 162p.

DIEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. & GONZALEZ LODEIRO, F. (1990): Structure of Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer y Martinez Garcia Eds. Springer-Verlag, 172-188.

- EGOZCUE, J. & MALLADA, L. (1876):** Memoria geológico-minera de la Provincia de Cáceres. Mem. Com. Mapa Geol. España. pp 1-304.
- 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 323p.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G. & SUAREZ, 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.; PEREZ ROJAS, A. & PINEDA, A. (1980):** Mapa geológico de España 1:50.000. 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 730 (Montánchez). ITGE
- GINER, L. J. (1996):** Análisis neotectónico y sismotectónico de la parte centro-oriental de la Cuenca del Tajo. Tesis Doctoral. Fac. CC. Geológicas. Univ. Complutense Madrid 200p.
- GONZALEZ 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 327p.
- GONZALO, & TARIN, J. (1879):** Reseña físico - Geológica de la Provincia de Badajoz. Bol. Com. Mapa Geol. España. T VI, pp 389-412.
- 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. & GUTIERREZ, 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, pp. 5-26.
- GUMIEL, P. (1983):** Metalogenia de los yacimientos de antimonio de la Península Ibérica. Tecniterrae 53, 120pp.
- GUMIEL, P. (1984):** Tipología de los yacimientos de estaño y wolframio del Macizo Ibérico. I Congreso Español de Geología TomoV, 183-216.
- GUMIEL, P. (in litt.):** Analogías y diferencias entre yacimientos minerales canadienses y españoles. Extremadura y la Gaspésie. L'Eable, Centro de Estudios Canadienses, Univ. de Extremadura.
- 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. Dallmeyer y Martínez García Eds. Springer-Verlag. 212-219.
- 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. & SANDERSON, D.J. (1994):** Nota preliminar sobre la organización fractal de varios sistemas filonianos mineralizados en Au, W, y Sn del Macizo Hespérico en Extremadura (España). Bol. Geol. Min. 105-3, pp. 263-271.
- GUMIEL, P. y PAREDES, C. (1996) :** Interés de algunas aplicaciones de la Geometría Fractal en Geología. Tierra y Tecnología, 14 y 15, 12-21.
- 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. pp. 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. Vol 106-4, pp 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, Parte I pp, 1397-1400 y Parte II pp, 1401-1404.

GUTIERREZ MARCO, J. C.; SAN JOSE, M. A. & PIEREN, A. P. (1990): Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy of Central Iberian Zone. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer y Martinez Garcia Eds. Springer-Verlag, 160-171.

HAMMANN, W.; ROBARDET, M.; ROMANO, M.; GIL CID, M. D.; GUTIERREZ MARCO, J. C.; HERRANZ, P.; MARCOS, A.; MARTIN, J.; PELAEZ, J. R.; PEREZ ESTAUN, A.; PRIETO, M.; RABANO, I.; SAN JOSE, M. A.; DE TRUYOLS, J.; VEGAS, R.; VILA, L.; VILLAS, E. & VILLENA, J. (1982): The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). IUGS, publ. 11, 1-47.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1902): Los filones estanníferos de Cáceres y su comparación con los de otras regiones. Bol. Soc. Espñ. de Hist. Nat. T.II.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1908): Nota descriptiva del yacimiento del mineral radioactivo en el granito de Albalá (Cáceres). Bol. Soc. Espñ. de Hist. Nat. T.VIII.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1929): Datos geológicos de la Meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo. Mem. R. Soc. Espñ. de Hist. Nat..

HERNANDEZ PACHECO, F. (1933): Bosquejo preliminar de las comarcas geográficas de Extremadura (Cáceres, Badajoz y Huelva) Public. Inst. Ref. Agraria Madrid.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1949): Las Rañas de las Sierras Centrales de Extremadura. Compte Rendu du XVI^o Congres International de Geographie. Lisbonne, pp 87-109.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1957): El Terciario continental de Extremadura. Bol. R. Soc. Espñ. Hist. Nat. T.58(2), pp 241-274.

HERNANDEZ PACHECO, F. & CRUSAFONT, M. (1960): Primera caracterización paleontológica del Terciario de Extremadura. Bol. Real Soc. Espñ. Hist. Nat. V, 58(2), 275-282.

IGME (1972) : Mapa Previsor de Mineralizaciones de fosfatos. IGME

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. E. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E, 1/1.000.000. Memoria explicativa, 113p, (1974) IGME.

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. 163p.

KAY, R. W. & GAST, P. W. (1973): The REE content and origin of alkali-rich basalt. J. Geol. 81, 653-682.

LEYVA, F.; MATAS, J. & MORENO, F. (1996): Mapa geológico de España 1:50.000. 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 754 (Madrigalejo) ITGE.

LOPEZ DIAZ, F. (1991): Características de la primera fase (distensiva) hercínica en la Sierra de San Pedro (Cáceres - Badajoz). Cuad. Lab. Laxe. Vol 16, pp. 53-63.

LOPEZ DIAZ, 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 Beziehingen zur assyntischen faltung. Geoteck Sympos.zn Ehren von H.Stille. 128-139. Stuttgart.

LUJAN, F de (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 estos terrenos. Mem. R. Acad. Cienc. Madrid. Serie C. Bat, T 1, 2^a parte.

MARTIN SERRANO, A. & NOZAL, F. (1989): Mapa geológico de España 1:50.000, 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja nº 710 (Retuerta del Bullaque). ITGE, 39 p.

MARTINEZ CATALAN, J. R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PEREZ ESTAUN, A. & GONZALEZ LODEIRO, F. (1992): Lower palaeozoic 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, pp. 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.

MOLINA, E. (1975): Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario, nº3, 106p.

MOLINA CAMARA, J. M.; VERGES MASIP, J.; MARTINEZ RIUS, A.; VIDAL FUNES, A. & FERNANDEZ CARRASCO, J. (1987): Mapa geológico de España 1:50.000. 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 782 (Valdemando de Esteras).IGME.

MORENO, F. (1977): Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales. Tesis Doctoral Univ. Madrid.

MONTESERIN, V. & PEREZ ROJAS, A. (1980): Mapa geológico de España 1:50.000. 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 705 (Trujillo).

MUÑOZ, J. (1976): Los Montes de Toledo. Tesis Doctoral. Dto de Geografía de la Universidad de Oviedo. Inst. de Geogr. Juan Sebastias Elcano (CSIC),500p.

MUTTI, E. (1985): Turbidite system and relations to depositional sequences in: Prevenance of areniters (Zuffa editors) NATD ASI Series. Serie C, Mathem. and Phisical Sciences, Vol. 158, pp 65-93.

NOZAL, F.; GARCIA CASQUERO, J. L. & PICART BOIRA, J. (1988): Discordancia intra-precámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los montes de Toledo. Bol. Geol. Min. 94-4 pp.473-489.

NORTON, I. J. (1973): Lithium, Cesium and Rubidium, The rare alkali metals. U.S.G.S. Prof. Papers 820, pp. 365-378.

ORTEGA, E. & GONZALEZ LODEIRO, F. (1986): La discordancia intraalcudiense en el dominio meridional de la Zona Centroibérica. Brev. Geol. Astúrica 3-4, pp 27-32.

ORTEGA, E.; HERNANDEZ, J. & GONZALES, Z. 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. Espñ. Granada pp, 85-99.

PALEROS, 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. Vol 104-3, pp. 227-242.

PALEROS, F.; GUMIEL, P. & FERNANDEZ CARRASCO, J. (1985): Ensayo de tipología de las mineralizaciones BPGC de la Alta Extremadura. Bol.GeoLMin. XCVI-IV, 381-412.

PARDO, M. V. & GARCIA ALCALDE, J. L. (1984): Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almaden (Ciudad Real, España). Trab. Geol. Univ. Oviedo 14, pp. 79-120.

PENHA, M. H. (1973): Caracteres metalogénicos de los yacimientos intragraníticos españoles de Urano. 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 MARTIN, F. (1989):** Mapa geológico de España 1:50.000. 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº756 (Herrera del Duque). IGME
- PILES, E.; ANCOCHEA, E.; OLIVE, A.; & PORTERO, J. M. (1989):** Mapa geológico de España 1:50.000. 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº758 (Casas del Rio). IGME
- PILLOLA, G. L. & GUTIERREZ MARCO, J. C. (1988):** Graptolites du Tremadoc du sud-ouest da 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). *Tecniterra* n° 33.
- PLANT, J.; BROWN, G. C.; SIMPSON, P. R. & SMITH, R. R. (1980):** Signatures of metalliferous granites in the Scottis Caledonides, *Trans. Inst. Min. Metall.* (Sec.B), 89, B198-210.
- PLANT, J. & WATSON, J. V. (1983):** Metalliferous and mineralized granites in relation to regional metamorphism and fracture systems in northen Scotland. *Trans. Inst. Min. Metall.* 92, B33-42.
- QUESADA, C. (1991):** Geological constrains on the paleozoic tectonic evolution of the tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185, pp 225-245.
- RAMIREZ Y RAMIREZ, 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* nº28.
- RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1953):** Sobre una mayor extensión de los macizos graníticos de la Extremadura Central. *Est. Geol.* T9, pp 369-387.
- RAMIREZ, E. (1971):** Mapa geológico de España, 1/200.000, Hoja nº51, Cáceres. Serv. Publicaciones del IGME.
- REGUILON, R. (1988):** Geoquímica y carácter matalífero en U y Sn del granito de Plasenzuela (Cáceres), *Bol. Soc. Espñ. Min.* II-I, 101-112.
- REGUILON, R. & ARRIBAS, A. (1989):** Geología y geoquímica del granito de Montánchez (Cáceres). *Bol. Soc. Espñ. Mineralogía* 12, 68-69.
- ROSO DE LUNA, I. & HERNANDEZ PACHECO, F. (1957):** Hoja nº 705 (Trujillo - Cáceres). Mapa geológico de España 1/50.000, IGME.
- ROWAN, L. C.; ANTON 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. & ARRIBAS, A. (1974):** Características y probable génesis de una estructura típica en granitos mineralizados de la provincia de Cáceres (España). *Stvdia Geol* VIII, pp. 125-132.
- SAAVEDRA, J. & GARCIA SANCHEZ, A. (1976):** Geología del granito de Albalá (Extremadura Central, España). *Tecniterra* 14, 10-23.
- SAAVEDRA, J.; BLANCO, C. A.; GARCIA, A. & RODRIGUEZ, S. (INEDITO):** Estudio del granito de Trujillo (Cáceres).
- SAN JOSÉ, M. A. (1983):** El complejo sedimentario pelítico-grauváquico. En: *El libro Jubilar a J.M.Rios, Tomo I, Geología de España, Sección II: Los tiempos precámbrios y Paleozoicos. El ciclo Hercínico. Comisión Nacional de Geología*, 91-100.
- 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* V.148, pp. 893-898.

- SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S. & GUMIEL, P. (1994):** A fractal relationship between vein thickness and gold grade in drill-cores from La Codosera. Spain. *Econ. Geol.* 89, pp. 168-173.
- SANTOS, J. A. & MEDINA, E (1978):** Emplazamiento geológico y características de los filones mineralizados en ambligonita - casiterita de Valdeflores (Cáceres). *Tecniterrae* V21, pp.1-7.
- TAMAIN, G. (1972):** Recherches géologiques et miniers dans Sierra Morena Oriental. Espagne. These 3eme cycle Univ. d'Orsay, Paris 870p.
- TARIN, G. (1879):** Reseña física y geológica de la provincia de Badajoz. *Bol. Com. Mapa Geol. España.* T, VI. Madrid.
- TEIXEIRA, C. (1954):** Os Conglomerados do Complejo 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). Emprenta Lit Flumense. Lisboa, 50p.
- TORNOS, F. & GUMIEL, P. (1992):** El wolframio y estaño: Recursos minerales de España, J Garcia, y J.Martinez Frias eds. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, Col, Textos Univ. n°15, pp. 379-394.
- 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.
- VIDAL BOX, C. (1944):** La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes-Islas. *Las Ciencias* n°9, pp. 82-111.
- VILAS, L. & SAN JOSE, M. A. (1990):** Stratigraphy of Autochthonous Sequences, Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer y Martinez Garcia Eds. Springer-Verlag, 145-146.
- VILLALOBOS, M.; JORQUERA, A.; APALATEGUI, O. & RODRIGUEZ, 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.

10. BIBLIOGRAFÍA

AIZPURUA, J.; GUMIEL, P. & PINEDA, A (1982): Introducción a los yacimientos de fosfato del Macizo Ibérico meridional . Bol. Geol. Min. t XCIII-V, pp 390-414.

ALVAREZ NAVA, H.; GARCIA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNANDEZ URROZ, J.; LORENZO ALVA-REZ, S.; LOPEZ DIAZ, F.; MIRA LOPEZ, M.; MON-TESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; RO-BLES, R.; SANTAMARIA, 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 SGE,VOL I, comunicaciones, pp 19-22.

ANTON 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, pp. 49-50.

ANTON 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, Estremadura, Spain. II European Workshop on Remote Sensing in Mineral Exploration.CEE,publication EUR, 11317, EN-FR, 469-492.

APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C.; PEINADO, M. & TINAO, J. M. (1977): Caracterización geoquímica del plutonismo - postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico. *Stvdia Geológica* 9, pp.9-39..

ARRIBAS, A. (1962): Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio. Los Ratones, Albalá, Cáceres. *Est. Geol.* Vol. 18, 117-131.

ARRIBAS, A. (1975) : Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. *Stvd.Geo.* 9, 7-63.

ARRIBAS, A. (1979): Mineral paragenesis in the variscian metallogeny of Spain. *Stvdia Geol.* 14, pp. 223-260.

ARRIBAS, A.; ARRIBAS ROSADO, A.; GUMIEL, P.; MARTIN IZARD, A.; & REGUILON, R. (1987): Caracteres metalogénicos de los yacimientos minerales asociados a los granitoides del Macizo Hespérico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, 233-263, Libro homenaje a L.C.García de Figuerola. Eds: Bea et al (1988). 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.

BEA, F. (1975): Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca - Cáceres. *Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.* 193p.

- EGOZCUE, J. & MALLADA, L. (1876):** Memoria geológico-minera de la Provincia de Cáceres. Mem. Com. Mapa Geol. España. pp 1-304.
- 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 323p.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G. & SUAREZ, 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.; PEREZ ROJAS, A. & PINEDA, A. (1980):** Mapa geológico de España 1:50.000. 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja n° 730 (Montánchez). ITGE
- GINER, L. J. (1996):** Análisis neotectónico y sismotectónico de la parte centro-oriental de la Cuenca del Tajo. Tesis Doctoral. Fac.CC. Geológicas. Univ. Complutense Madrid 200p.
- GONZALEZ 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 327p.
- GONZALO, & TARIN, J. (1879):** Reseña físico - Geológica de la Provincia de Badajoz. Bol. Com. Mapa Geol. España. T VI, pp 389-412.
- GUIJARRO, J. (1982):** Mineralizaciones de W-Sn ligadas a los plutones graníticos de Trujillo y Logrosan (Cáceres-España), Tesis Doct. Univ. Autonoma de Madrid.
- GUIJARRO, J.; ASTUDILLO, J.; MORENO, A. & GUTIERREZ, 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, pp. 5-26.
- GUMIEL, P. (1983):** Metalogenia de los yacimientos de antimonio de la Península Ibérica. Tecniterrae 53, 120pp.
- GUMIEL, P. (1984):** Tipología de los yacimientos de estaño y wolframio del Macizo Ibérico. I Congreso Español de Geología TomoV, 183-216.
- GUMIEL, P. (in litt.):** Analogías y diferencias entre yacimientos minerales canadienses y españoles. Extremadura y la Gaspésie. L'Erable, Centro de Estudios Canadienses, Univ. de Extremadura.
- 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. Dallmeyer y Martinez Garcia Eds. Springer-Verlag. 212-219.
- 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. & SANDERSON, D.J. (1994):** Nota preliminar sobre la organización fractal de varios sistemas filonianos mineralizados en Au, W,y Sn del Macizo Hespérico en Extremadura (España). Bol. Geol. Min. 105-3, pp. 263-271.
- GUMIEL, P. y PAREDES, C.(1996) :** Interés de algunas aplicaciones de la Geometría Fractal en Geología. Tierra y Tecnología, 14 y 15, 12-21.
- 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. pp. 3-7.

LOTZE, F. (1956): Über sarsische beivegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. Geoteck Sympos.zn Ehren von H.Stille. 128-139. Stuttgart.

LUJAN, F de (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 estos terrenos. Mem. R. Acad. Cienc. Madrid. Serie C. Bat, T 1, 2^a parte.

MARTIN SERRANO, A. & NOZAL, F. (1989): Mapa geológico de España 1:50.000, 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja n° 710 (Retuerta del Bullaque). ITGE, 39 p.

MARTINEZ CATALAN, J. R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PEREZ ESTAUN, A. & GONZALEZ LODEIRO, F. (1992): Lower palaeozoic extensional tectonics in the limit between the West-Asturian-Leonesa and Central Iberian Zones of the Variscan Fold Belt in NW Spain. Geologischa Rundschau 81/2, pp. 545-560.

MATAS, J.; MORENO, F. & LEYVA, F. (In Litt.): Mapa Geológico de España a escala 1/50.000. Memoria explicativa Hoja n° 731 (Zorita). ITGE.

MOLINA, E. (1975): Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario, n°3, 106p.

MOLINA CAMARA, J. M.; VERGES MASIP, J.; MARTINEZ RIUS, A.; VIDAL FUNES, A. & FERNANDEZ CARRASCO, J. (1987): Mapa geológico de España 1:50.000. 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja n° 782 (Valdemando de Esteras).IGME.

MORENO, F. (1977): Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales. Tesis Doctoral Univ. Madrid.

MONTESERIN, V. & PEREZ ROJAS, A. (1980): Mapa geológico de España 1:50.000. 2^a serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja n° 705 (Trujillo).

MUÑOZ, J. (1976): Los Montes de Toledo. Tesis Doctoral. Dto de Geografía de la Universidad de Oviedo. Inst. de Geogr. Juan Sebastias Elcano (CSIC),500p.

MUTTI, E. (1985): Turbidite system and relations to depositional sequences in: Prevenance of areniters (Zuffa editors) NATD ASI Series. Serie C, Mathem. and Phisical Sciences, Vol. 158, pp 65-93.

NOZAL, F.; GARCIA 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 pp.473-489.

NORTON, I. J. (1973): Lithium, Cesium and Rubidium, The rare alkali metals. U.S.G.S. Prof. Papers 820, pp. 365-378.

ORTEGA, E. & GONZALEZ LODEIRO, F. (1986): La discordancia intraalcudiente en el dominio meridional de la Zona Centroibérica. Brev. Geol. Astúrica 3-4, pp 27-32.

ORTEGA, E.; HERNANDEZ, J. & GONZALES, Z. 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. Espñ. Granada pp, 85-99.

PALEROS, 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. Vol 104-3, pp. 227-242.

PALEROS, F.; GUMIEL, P. & FERNANDEZ CARRASCO, J. (1985): Ensayo de tipología de las mineralizaciones BPGC de la Alta Extremadura. Bol.GeoLMin. XCVI-IV, 381-412.

PARDO, M. V. & GARCIA ALCALDE, J. L. (1984): Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almaden (Ciudad Real, España). Trab. Geol. Univ. Oviedo 14, pp. 79-120.

PENHA, M. H. (1973): Caracteres metalogénicos de los yacimientos intragraníticos españoles de Urano. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.