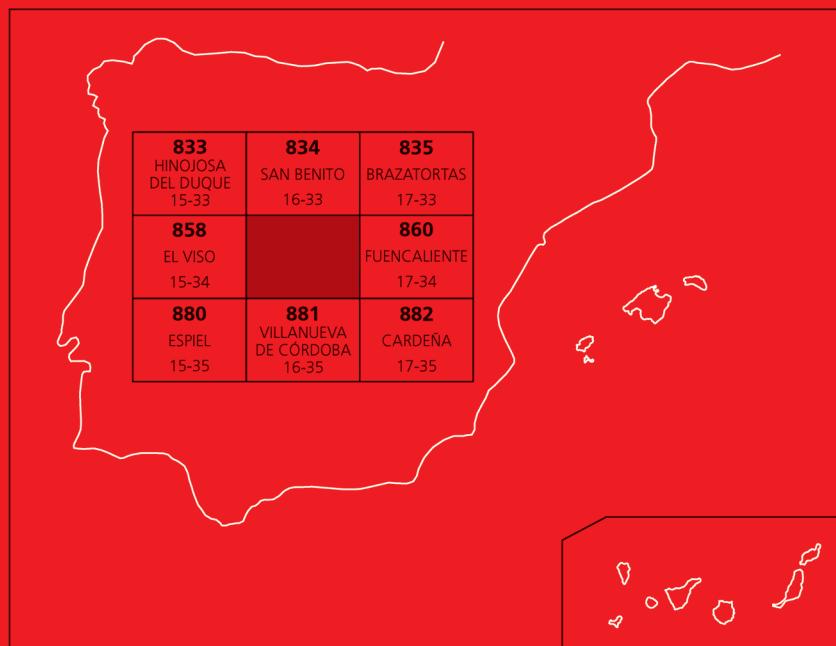




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



POZOBLANCO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

POZOBLANCO

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido photocopies, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

www.igme.es

NIPO: 728-13-019-1

ISBN: 978-84-7840-926-6

Depósito legal: M-34929-2013

Fotocomposición: Cartografía Madrid S.A.

Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Pozoblanco-859) han sido realizadas por el Área de Cartografía Geocientífica del Instituto Geológico y Minero de España, dentro del programa MAGNA durante 1989 y actualizada y revisada en 2008, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

- C. Quesada Ochoa (I.G.M.E.). Trabajo de Campo y Memoria.
- L.A. Cueto Pascual (I.G.M.E.). Trabajo de Campo, Memoria y Petrografía.
- F.J. Fernández Ruiz (I.G.M.E.). Trabajo de Campo.
- F.J. Larrea Bilbao (I.G.M.E.). Trabajo de Campo.
- Laboratorios Analíticos del I.G.M.E. Geoquímica.
- F. Bea Barredo (I.G.M.E.). Geoquímica.
- A. González Ramón (I.G.M.E.). Hidrogeología.
- L.M. Martín Parra (I.G.M.E.). Revisión para edición.
- J. Matas González (I.G.M.E.). Hidrogeología y revisión para edición.
- J. Vallejo Martínez (I.G.M.E.). Delineación.
- M^a.Á. López Pérez (I.G.M.E.). Mecanografía.

Dirección y supervisión

- C. Quesada Ochoa (I.G.M.E.).

Edición

- G. Romero Canencia (I.G.M.E.)
- L.F. Miguel Cabrero (I.G.M.E.)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta, una información complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos.
- Álbum de fotografías y demás información variada.

Esta publicación deberá citarse de la siguiente forma:

FERNÁNDEZ, F.J.; LARREA, F.J.; CUETO, L.A.; QUESADA, C. (2013). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2^a serie (MAGNA). Hoja nº 895: Pozoblanco". *Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Cartografía realizada en 1989.*

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. MARCO GEOLÓGICO	9
1.3. ANTECEDENTES	11
1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES	12
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. UNIDAD METASEDIMENTARIA	13
2.1.1. Formación "Pizarras con Calymene" (Miembro superior) (12). Ordovícico medio	14
2.1.2. Cuarcitas y areniscas (13).Formación "Cuarcitas de Canteras". Ordovícico medio	14
2.1.3. Areniscas, cuarcitas y pizarras (14). "Alternancias Superiores". Ordovícico superior. Caradociense	15
2.1.4. Pizarras (15). Formación "Pizarras de Muro". Ordovícico superior. Ashgillense	15
2.1.5. Cuarcitas y areniscas (16). Formación "Cuarcita del Criadero". Silúrico inferior	16
2.1.6. Pizarras negras ampelíticas (17). Formación de Pizarras Negras con Graptolitos. Silúrico-Devónico inferior	17
2.1.7. Pizarras, areniscas y cuarcitas (18).Cuarcitas (19). Pizarras y areniscas (20).Devónico (inferior?)	17
2.1.8. Pizarras y grauvacas (21). Grauvacas (22). Conglomerados (23). Cuarcitas (24). "Culm" de Los Pedroches . Carbonífero	18
2.2. UNIDAD PLUTÓNICA. BATOLITO DE LOS PEDROCHES	20
2.2.1. Grupo granodiorítico. Granodiorita de Los Pedroches (Facies común) (1). Microgranodioritas poiquiliticas (2). Leucogranodioritas (3). Pórvidos granodioríticos (4)	22
2.2.2. Grupo granítico-addamellítico	24
2.2.2.1. Microadamlilitas porfídicas (5)	24
2.2.2.2. Granito biotítico porfídico de grano grueso (6). Granito biotí- tico porfídico de grano fino (7). Leucogranitos y microgranitos (8). Aplitas y pegmatitas (10). Pórvidos graníticos (9)	24
2.2.3. Manifestaciones tardías. Filones de cuarzo (11)	26
2.2.4. Dataciones absolutas de los procesos magmáticos	26
2.3. DEPÓSITOS RECIENTES	29

2.3.1. Arcosas y conglomerados rojos (25). Terciario	29
2.3.2. Gravas, arenas y limos (26). Aluvial. Cuaternario	30
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	30
3.1. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD METASEDIMENTARIA	31
3.2. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD PLUTÓNICA	33
3.2.1. Emplazamiento del grupo plutónico granodiorítico	33
3.2.2. El haz filoniano de pórvidos granodioríticos	35
3.2.3. Emplazamiento y estructura de los plutones graníticos circunscritos	37
3.2.4. El haz filoniano de pórvidos graníticos-adamellíticos	42
3.3. FRACTURACION TARDIVARISCA	45
3.4. RECAPITULACIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL	48
3.4.1. Generación de la cuenca de Los Pedroches	48
3.4.2. Inversión de la cuenca de Los Pedroches	49
3.4.3. Emplazamiento del Batolito de Los Pedroches	50
3.4.4. Fracturación tardivarisca	50
4. PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA	50
4.1. PETROLOGÍA DE LAS ROCAS ÍGNEAS	50
4.1.1. Grupo granodiorítico	50
4.1.1.1. Granodiorita de Los Pedroches (Facies común) (1)	50
4.1.1.2. Leucogranodiorita (3)	52
4.1.1.3. Microgranodiorita (2)	52
4.1.1.4. Pórvidos granodioríticos (4)	53
4.1.1.5. Enclaves en el grupo granodiorítico	54
4.1.2. Grupo granítico-adamellítico	55
4.1.2.1. Granitos biotíticos de tendencia Porfídica (6, 7)	55
4.1.2.2. Microadamellita (5)	57
4.1.2.3. Leucogranitos y Microgranitos (8)	58
4.1.2.4. Pórvidos graníticos y adamellíticos (9)	58
4.1.2.5. Enclaves en el grupo granítico-adamellítico	59
4.1.2.6. Aplitas y pegmatitas (10)	59
4.1.3. Filones de cuarzo	59
4.2. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS IGNEAS	59
4.2.1. Diagramas de variación de elementos mayores	60
4.2.2. Diagramas de variación de elementos traza	62
4.2.3. Otros diagramas	63
4.2.4. Geoquímica isotópica	64
4.3. METAMORFISMO	84
4.3.1. Metamorfismo regional	84
4.3.2. Metamorfismo de contacto	84
4.4. RECAPITULACIÓN PETROGENÉTICA	85
4.4.1. Características de las áreas fuente	85
4.4.2. Fuentes de calor	86
4.4.3. Ambiente tectónico	87
4.4.4. Evolución magmática	87
4.4.4.1. Fusión Parcial	88
4.4.4.2. Segregación, ascenso y emplazamiento	89
4.4.4.3. Diferenciación y evolución magmática	91

5. HISTORIA GEOLÓGICA	94
5.1. EVOLUCIÓN PREVARISCA	94
5.2. EVOLUCIÓN DURANTE LA OROGENIA VARISCA	94
5.3. EVOLUCIÓN POSTVARISCA	96
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	97
6.1. INDICIOS MINERALES	97
6.2. HIDROGEOLOGÍA	100
6.2.1. Climatología	100
6.2.2. Hidrología superficial	101
6.2.3. Características hidrogeológicas	102
7. BIBLIOGRAFÍA	105

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Pozoblanco, número 859 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está ubicada en la comarca denominada Valle de Los Pedroches, que se extiende en su mayor parte por el norte de la provincia de Córdoba. Únicamente un pequeño sector, en la esquina nordeste de la Hoja, pertenece a la provincia de Ciudad Real.

El núcleo de población principal es Pozoblanco, localidad próxima al borde suroeste de la Hoja, que ejerce como centro principal de la actividad económica comarcal, acogiendo buena parte de los servicios, así como una pequeña industria, en gran medida relacionada con la actividad económica principal centrada en la ganadería. Otras poblaciones de menor entidad son Torrecampo, Pedroche y El Guijo, todas ellas eminentemente ganaderas.

El paisaje característico de la práctica totalidad de la Hoja está constituido por un relieve suavemente alomado, cubierto por arboleda de encinas y explotado como dehesa ganadera extensiva de vacuno, porcino y ovino. Aproximadamente tres cuartas partes del área que cubre la Hoja están comprendidas entre las cotas 580-650 m sobre el nivel del mar, sobresaliendo las elevaciones correspondientes al cerro de La Candelera (780 m), próximo al borde nordeste, ya en la provincia de Ciudad Real, y el vértice de Cerro Mogabar (705 m) en la parte centro-oriental de la misma.

La mayor parte del drenaje pertenece a la cuenca hidrográfica del Guadiana y únicamente los arroyos situados en el cuadrante sureste vierten sus aguas al Guadalquivir. El curso de agua más notable, y aún con carácter estacional, es el río Guadalmez que discurre por la esquina nordeste de la hoja, en sentido SE-NO, y sirve de límite entre las provincias de Córdoba y Ciudad Real. El resto de la red de drenaje está formado por arroyos estacionales de escasa entidad, cortos y que definen una geometría dendriforme poco evolucionada, fuertemente condicionada por la fracturación y las direcciones estructurales del substrato rocoso, entre los que destacan los arroyos Santa María y Guadamora.

Aunque la red de carreteras asfaltadas es escasa y limitada a aquellas que enlazan los núcleos de población entre sí y con otros vecinos, las comunicaciones dentro de la hoja son excepcionalmente buenas a lo largo de una densísima red de pistas y caminos transitables en coche, que dan acceso a las explotaciones ganaderas y facilitan grandemente el trabajo geológico en este sector.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

La Hoja de Pozoblanco está ubicada en el sector central del Batolito de Los Pedroches (Figs. 1 y 2), una unidad ígnea compleja intruida durante el Carbonífero superior cerca del límite entre las zonas Centroibérica y Ossa-Morena del Macizo Ibérico (JULIVERT *et al.*, 1974; Fig. 1). De hecho, el Batolito de Los Pedroches ha venido siendo considerado como el límite entre ambas zonas (LOTZE, 1945; JULIVERT *et al.*, 1974) hasta que recientemente (ROBARDET, 1976; QUESADA *et al.*, 1987; ÁBALOS, 1990; QUESADA, 1991a, 1992) se ha ido reconociendo de manera progresiva el importante papel desempeñado por la denominada Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, a lo largo de la evolución proterozoica y paleozoica de las mismas, siendo en este momento mayoritariamente aceptado este accidente como límite entre ambas (GARROTE, 1976; CHACÓN y PASCUAL, 1977; BURG *et al.*, 1981; DELGADO *et al.*,

1977; LIÑÁN, 1984; HERRANZ, 1984; QUESADA, 1990).

En sentido estricto, el Batolito de Los Pedroches intruye en formaciones metasedimentarias, de edad Paleozoico inferior-medio, que pertenecen a la Zona Centroibérica y, sobre todo, en formaciones carboníferas que constituyen el relleno de una cuenca sin-orogénica (Cuenca de Los Pedroches; QUESADA *et al.*, 1990), desarrollada durante la evolución varisca de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (QUESADA, 1992; QUESADA y DALLMEYER, 1994).

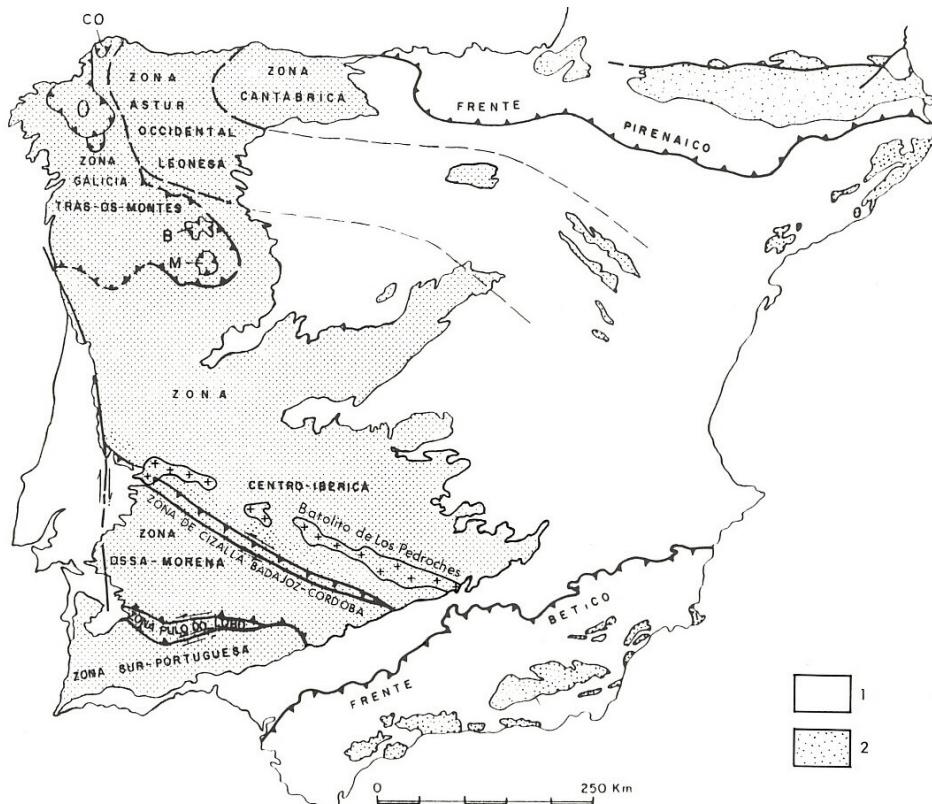


Fig. 1.- Mapa zonal del Macizo Ibérico con la localización del Batolito de Los Pedroches. 1- Cobertura Mesozoica y Cenozoica. 2- Sustrato Paleozoico. Basada en Julivert *et al.* (1974) modificada por Robardet (1976) y Farias *et al.* (1987)

El Batolito de Los Pedroches, que se extiende en dirección ONO-ESE desde las proximidades de Linares (Jaén) hasta la comarca de La Serena (Badajoz), lo que supone más de 200 km de afloramiento continuo, con una anchura que varía entre 8 y 30 km, forma parte de una alienación plutónica más amplia (Fig. 2), que se extiende aún otros 100 km más hacia el ONO, internándose en Portugal (plutones de La Haba, Magacela, La Roca de la Sierra, Nissa-Alburquerque). Hacia el ESE, el batolito desaparece recubierto por depósitos terciarios de la

cuenca del Guadalquivir, aunque se ha reconocido en sondeos (PERCONIG, 1960-62 y PERCONIG y MARTÍNEZ DÍAZ, 1977) hasta la ubicación del accidente del Guadalquivir, desconociéndose su continuación al sur del mismo.

La parte actualmente visible del Batolito de Los Pedroches en sentido estricto presenta una geometría cartográfica lenticular, alargada en dirección ONO-ESE, cuyo extremo oriental tiende a orientarse en sentido E-O.

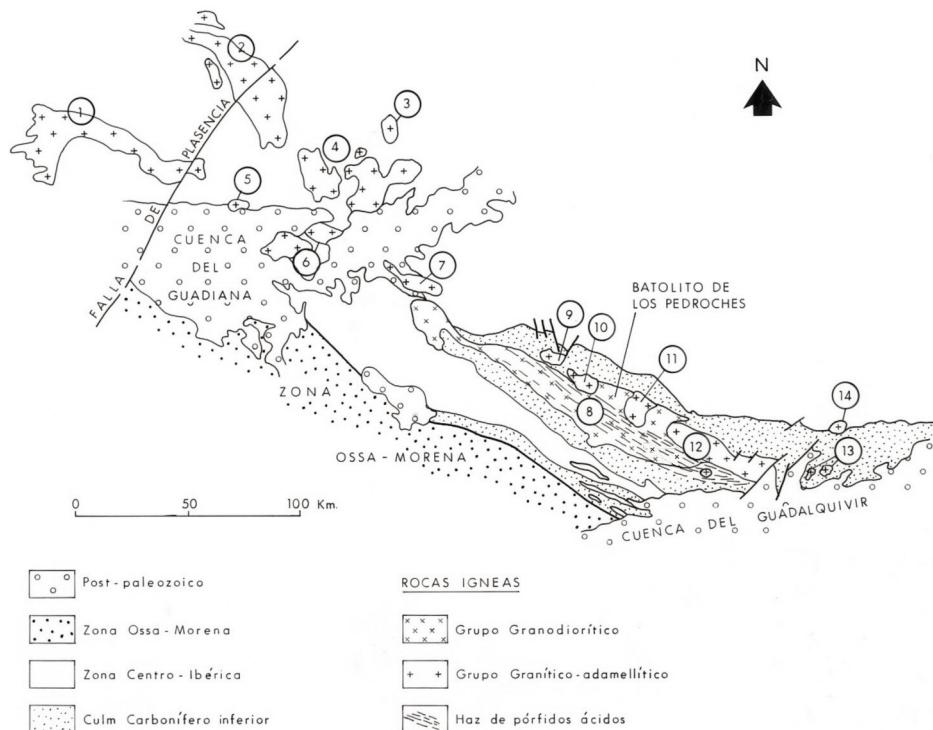


Fig. 2.- Esquema cartográfico del Batolito de Los Pedroches y plutones asociados. 1) Nissalburquerque. 2) Cáceres. 3) Trujillo. 4) Montánchez. 5) La Roca de la Sierra. 6) Mérida. 7) La Haba. 8) Los Pedroches. 9) Santa Eufemia. 10) El Guijo. 11) Mogabar. 12) Cardeña-Virgen de la Cabeza. 13) Linares. 14) Santa Elena.

1.3. ANTECEDENTES

Un rasgo geológico de la relevancia del Batolito de Los Pedroches, en el que existe además una notable abundancia de indicios y labores mineras, es que ha sido objeto de numerosos estudios de diversa índole, remontándose las primeras referencias publicadas al último cuarto del siglo XIX. De acuerdo con el alcance y objetivos de dichos estudios conviene diferenciar tres etapas en el conocimiento geológico del batolito:

- 1) La primera etapa, histórica, tuvo matices eminentemente descriptivos, destacando los trabajos de MALLADA (1880, 1895), quién describió sus litologías, contactos y metamorfismo de contacto en las rocas encajantes. CARBONELL (1916, 1917, 1925, 1926 a, b) y CASTRO BAREA (1921) publicaron una serie de trabajos relacionados con mineralizaciones asociadas al batolito y, el primero de ellos, fue pionero al atribuir una edad Carbonífero inferior a la serie pizarrosa en la que encajan los granitos. Por último, CARBONELL (1929, 1931) realizó la primera cartografía a escala 1:50.000 de las hojas de Villanueva de Córdoba y Cardeña, vecinas de la de Pozoblanco.
- 2) La segunda etapa, que alcanza hasta la década de los 70, se caracteriza por abundantes estudios locales sobre aspectos metalogenéticos (ARRIBAS, 1963, 1964; MÁRKUEZ TRIGUERO, 1966), así como cartografías, descripciones petrográficas y estudios generales: CABANAS (1968) y HERNÁNDEZ PACHECO y CABANAS (1968, 1972) en el sector central; SÁNCHEZ CELA y APARICIO (1969) en la zona de Santa Elena, DEFALQUE *et al.* (1971) y MARTÍN RAMOS y RODRÍGUEZ GALLEGOS (1975) en el sector de Azuel; OVTRACHT y TAMAIN (1973) en la zona de Virgen de la Cabeza; CHARPENTIER (1976) en el área de La Carolina y SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1977, 1978) en el sector de La Serena. Aparecen también en esta etapa los primeros resultados geocronológicos: MENDES (1968), LEUTWEIN *et al.* (1970), PENHA y ARRIBAS (1974), BELLON *et al.* (1979); así como los primeros estudios geoquímicos a nivel muy general: SAAVEDRA *et al.* (1974), APARICIO *et al.* (1977).
- 3) La tercera etapa se inicia en la década de los 80, con estudios cada vez más detallados y sistematizados, entre los que cabe destacar los de PROST-DAME (1980), HERTRICH (1980), ERASO y GARROTE (1984), ARRIOLA *et al.* (1985), GARCÍA CASCO y PASCUAL (1987), GARCÍA CASCO *et al.* (1987), LARREA (1987), LARREA *et al.* (1988).

En esta última etapa aparecen estudios que hacen referencia específica al área comprendida en la Hoja de Pozoblanco: TIJERO (1983), GARROTE *et al.* (1985), GARCÍA CASCO (1986), FERNÁNDEZ RUIZ (1987), SÁNCHEZ PÉREZ *et al.* (1988), CARRACEDO *et al.* (1989), FERNÁNDEZ RUIZ *et al.* (1990), DONAIRE, (1990); CARRACEDO (1991), LARREA *et al.* (1992), DEFALQUE *et al.*, (1992).

Finalmente, en el período 1987-1991, el ITGE ha realizado la cartografía a escala 1:50.000 del conjunto del batolito, de la que la presenta hoja forma parte, y que representa la primera cartografía uniforme y sistemática del complejo plutónico en su integridad.

1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES

La Hoja nº 859 de Pozoblanco incluye desde el punto de vista geológico dos unidades claramente diferenciadas. Por un lado, más de tres cuartas partes de la hoja están ocupadas por una unidad plutónica compleja que pertenece al sector central del Batolito de Los Pedroches. Por el otro, el nordeste de la hoja muestra una sección incompleta de una unidad metasedimentaria que constituye el encajante del batolito. El contacto entre ambas unidades es nítidamente intrusivo y queda remarcado por el desarrollo de una aureola de metamorfismo de contacto notable. En la descripción que sigue, los diversos aspectos geológicos (estratigrafía, estructura, petrología, etc.) serán tratados separadamente para cada una de las unidades principales citadas.

Además de ambas unidades principales existen en la hoja afloramientos muy reducidos de depósitos recientes (terciarios y cuaternarios) que serán también descritos.

2. ESTRATIGRAFÍA

Es práctica habitual excluir las rocas ígneas de las descripciones estratigráficas de una determinada unidad o región, con la excepción, en algunos casos, de las series volcánicas o vulcanosedimentarias intercaladas en las sucesiones sedimentarias correspondientes. Con frecuencia, el uso "estratigráfico" de otras rocas ígneas (plutónicas y filonianas) se limita a su valor como elemento relativo de referencia cronológica entre determinadas secuencias de la estratigrafía "normal", es decir, sedimentaria. En nuestra opinión, compartida por muchos desde el punto de vista teórico pero habitualmente no materializada en la práctica, también se puede hacer estratigrafía de otros procesos (ígneos, metamórficos, deformativos) y en otros ambientes (diversos segmentos de la corteza y manto superior), diferentes de los sedimentarios.

Por este motivo, y teniendo en cuenta que el conocimiento de la combinación de los diferentes procesos que ocurrieron simultáneamente en distintos sectores (superficiales y en profundidad) de la región, y de su evolución temporal, es el hecho que nos puede hacer avanzar en el conocimiento geológico integral de la misma, en la descripción que sigue se presta igual atención a los aspectos estratigráficos de las dos unidades principales que afloran en la hoja, una de las cuales, la más extensa, es exclusivamente ígnea.

2.1. UNIDAD METASEDIMENTARIA

La esquina nordeste de la Hoja de Pozoblanco está ocupada por una sucesión de rocas fundamentalmente sedimentarias afectadas por metamorfismo regional de grado muy bajo. En el entorno inmediato al contacto intrusivo con la unidad plutónica, muestra además el efecto superpuesto de un proceso de metamorfismo térmico, responsable del desarrollo de una aureola de contacto de grado decreciente con la distancia a la unidad plutónica, con anchura media de 1-1'5 km.

La sucesión expuesta puede considerarse compuesta de dos partes netamente diferenciadas. La parte inferior, que únicamente aflora en el vértice nordeste de la hoja (Cerro de la Candelera), representa una serie de plataforma, exclusivamente detrítica, e incluye términos que van desde el Ordovícico medio hasta el Devónico *¿inferior?*. Esta serie es muy similar a la que aflora en la mitad meridional de la Zona Centroibérica y que fue descrita en detalle por TAMAIN (1972) en el sector de La Carolina, y más recientemente por AGUILAR *et al.* (1986) en la región de Almadén y MIRA *et al.* (1986) en la vecina Hoja nº 834 de San Benito. Por este motivo, se utilizan aquí las denominaciones informales dadas en estos últimos trabajos a las diferentes formaciones que componen la serie de esta unidad, y que en buena medida provienen del trabajo aludido de TAMAIN (1972) y de otro anterior de ALMELA *et al.* (1962) en el área de Almadén.

La parte superior de la serie corresponde a una potente sucesión detrítica (pizarras, grauvacas y conglomerados) de edad Carbonífero inferior, que forma parte del denominado "culm" de Los Pedroches (PÉREZ LORENTE, 1979). Esta unidad litoestratigráfica compleja, recubre en discordancia cartográfica a la secuencia inferior de plataforma, a través de un hiato sedimentario más o menos amplio según sectores. A diferencia de la unidad inferior, algunas de cuyas formaciones integrantes se extienden por toda la Zona Centroibérica y son correlacionables directamente con formaciones equivalentes y muy similares de otras zonas del Macizo Ibérico, al norte de la Zona de Ossa-Morena, la unidad "culm" tiene su área de afloramiento restringida a lo que se ha denominado cuenca de Los Pedroches (GABALDÓN *et al.*, 1985).

De más antiguo a más moderno, la sucesión de formaciones de esta Unidad Metasedimentaria, expuestas en la hoja, consta de los siguientes elementos:

2.1.1. Formación "Pizarras con Calymene" (Miembro superior) (12). Ordovícico medio

Es ésta una formación muy constante en toda la parte meridional de la Zona Centroibérica, que consta de tres miembros de los cuáles únicamente el superior aparece expuesto en la Hoja de Pozoblanco. Los miembros inferior y superior muestran facies pizarrosas muy similares, estando separados por un miembro intermedio (Alternancia inferior; AGUILAR *et al.*, 1986), más arenoso, con características de facies de plataforma abierta dominada por tormentas (BRENCHLEY *et al.*, 1986).

El miembro superior que aquí nos interesa viene representado por unos 30-40 m de pizarras negras, muy monótonas, pardo amarillentas por alteración, que hacia techo se van haciendo más arenosas de manera gradual, por la aparición de niveles milimétrico/ centimétricos de limolitas y arenas finas que definen trenes de "ripples", y "ripples" aislados, con frecuencia apilados (pseudonódulos). Estas facies representan depósitos de plataforma abierta, relativamente distal, a la que llegaban pocos aportes detríticos desde las zonas proximales de la misma, y corresponde al alcance máximo de la transgresión generalizada que afectó al Macizo Ibérico, tras la discordancia Sárdica (QUESADA, 1991a, 1992). GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1986), con base en restos fósiles encontrados, atribuyeron una edad Llandeilo medio-superior a este miembro.

2.1.2. Cuarcitas y areniscas (13). Formación "Cuarcitas de Canteras". Ordovícico medio

Esta formación fue definida en la región de Almadén por ALMELA *et al.* (1962) y es correlacionable con las "Cuarcitas Botella" de TAMAIN (1972).

En otros sectores de la Zona Centroibérica se distinguen dos tramos dentro de esta unidad; uno inferior ("Alternancia de Canteras"; AGUILAR *et al.*, 1986) y otro superior ("Cuarcita de Canteras" s. str.), que en esta zona no pueden separarse en cartografía, toda vez que se repiten ambos tramos hasta tres veces dentro de los aproximadamente 100 m de potencia total de la formación. Concretamente se trata de tres secuencias negativas (estrato y granocrecientes), que comienzan por niveles de alternancias pelítico-arenosas y culminan con paquetes ortocuarcíticos con espesores métricos de los bancos. La base del tramo más bajo presenta un contacto gradual con la formación infrayacente ("Pizarras con Calymene").

Las areniscas de los estratos basales de cada tramo, tienen tamaño de grano de arena fina a media, escasa matriz serícita y, notablemente, abundantes minerales pesados (círcón y opacos) que dibujan la estructura interna de los mismos (laminación paralela y "ripples" de oleaje y de corriente).

Los tramos cuarcíticos presentan una parte basal tableada y una parte superior de bancos métricos con bases canalizadas y estructura interna de barras, retocadas en su parte superior por "ripples" de oleaje. Localmente se observan estructuras de estratificación cruzada planar de bajo ángulo de tipo "foreshore". Es frecuente observar *skolithos* y otras evidencias de bioturbación.

Petrográficamente, se trata de cuarzoarenitas (90-95% de cuarzo), con escasa matriz serícita y pocos minerales pesados. Los granos están muy redondeados y presentan frecuentemente contactos suturados (disolución por presión).

En conjunto, esta formación representa un evento regresivo tras la transgresión generalizada del Ordovícico inferior, que permitió la instauración de condiciones de plataforma muy somera y proximal en el sector que nos interesa.

De acuerdo con datos de zonas próximas, la edad de esta formación puede atribuirse al período Llandeilo superior-Caradoc inferior (CARRE *et al.* 1970; LAURET, 1974).

2.1.3. Areniscas, cuarcitas y pizarras (14). "Alternancias Superiores". Ordovícico superior. Caradociense

En contacto brusco sobre las "Cuarcitas de Canteras" se dispone esta formación, definida por SAUPÉ (1973), que engloba los conjuntos denominados por TAMAIN (1972) "Pizarras Cantera" en la base y "Bancos Mixtos" hacia el techo.

Se trata de una sucesión estrato y granocreciente de unos 80 m de espesor total, que comienza por un tramo de pizarras limolíticas grises, laminadas (15-20 m), generalmente muy mal expuestas, sobre el que de manera progresiva se van intercalando bancos arenosos, cada vez más groseros, potentes y maduros (hasta cuarcíticos) hacia el techo. La geometría de los bancos es bastante tabular, con granoselección positiva, en los más finos, pasando a lenticulares con bases canalizadas en los más potentes y groseros. Las estructuras sedimentarias observadas incluyen: laminación paralela y "ripples" tanto de corriente como de oscilación, estos últimos más abundantes hacia el techo de los bancos más groseros.

Petrográficamente, las pizarras son predominantemente sericíticas, con clastos de tamaño limo a arena fina de cuarzo y mica blanca detrítica. Las areniscas son bastante feldespáticas con matriz sericítica variable entre 0-10%; la fracción pesada, dominada por opacos, con circon y turmalina más accesorios puede alcanzar hasta el 5% modal en estas rocas.

No se han encontrado en la presente hoja los niveles de brechas intraformacionales, ni los niveles de óxidos de hierro, fosilíferos, del techo de la formación, descritos por MIRA *et al.* (1986) en la Hoja vecina de San Benito. Precisamente, la fauna encontrada en tales niveles oxidados permitió a TAMAIN (1972), LAURET (1974) y HAMMANN (1976) atribuir una edad Caradoc a esta formación.

Dentro del ambiente sedimentario de plataforma en el que tuvo lugar el depósito de todas las formaciones del Paleozoico inferior de esta zona, la presente formación representa una secuencia de somerización subsiguiente a un hundimiento brusco del fondo de la cuenca, que pasó de condiciones muy someras durante la formación anterior, a otras más distales, desprovistas de aportes, que caracterizan la base de la presente. El carácter brusco de esta transición sugiere una causa tectónica como responsable de dicho hundimiento, recuperándose en parte, con posterioridad, las condiciones de sedimentación someras, más proximales, de manera progresiva.

2.1.4. Pizarras (15). Formación "Pizarras de Muro". Ordovícico superior. Ashgillense

Fue definida por SAUPÉ (1971) y su nombre está relacionado con su ubicación a muro de la "Cuarcita del Criadero" en la que arma la mineralización de mercurio de Almadén. Es correlacionable con los denominados "Esquistos Chavera" en Sierra Morena Oriental (TAMAIN, 1972).

Regionalmente, entre esta formación y la infrayacente se sitúa un paquete discontinuo de carbonatos, muy fosilífero (Caliza Urbana; TAMAIN, *op. cit.*) de edad Ashgill, que no ha sido identificado en esta zona, aunque la pobreza de afloramientos no permite excluir su presencia de manera definitiva.

Las "Pizarras de Muro" alcanzan en nuestra zona una potencia en torno a 50 m, de los cuales los 35-40 m inferiores corresponden a pizarras negras, laminadas, muy monótonas, localmente ampelíticas, con disyunción en lápices por intersección de la laminación sedimentaria con la esquistosidad (S_1) de tipo presión-disolución. Los 10-15 m superiores muestran un enriquecimiento progresivo en láminas y estratos arenosos, lenticulares, de colores grises y pardos, de espesores milimétricos a centimétricos, con estructura interna de "ripples" de corriente.

Las pizarras presentan matriz de filosilicatos, predominantemente serícita, con granos de tamaño limo/arena fina de cuarzo, y mica blanca detrítica, con marcada granoselección positiva, responsable del aspecto laminado de estas rocas. Las areniscas, por su parte, corresponden a subarcosas, con matriz variable, aunque generalmente escasa.

RÍOS ARAGÜES (1977) encontró graptolitos del Ashgill inferior en sectores orientales (región de Despeñaperros), en tanto que HAFENRICHTER (1980) asignó una edad Llandovery a las asociaciones de acritarcos de estas mismas rocas. Si ambas atribuciones de edad fuesen ciertas, implicarían que el límite Ordovícico-Silúrico estuviese ubicado dentro de esta formación.

Desde el punto de vista ambiental, registra un nuevo evento de profundización y/o desconexión con el área fuente de aportes detríticos, semejante al representado por la formación infrayacente.

2.1.5. Cuarcitas y areniscas (16). Formación "Cuarcita del Criadero". Silúrico inferior

Fue definida en el sector de Almadén por ALMELA *et al.* (1962) y es correlacionable con lo que TAMAIN (1972) denominó "Cuarcitas Superiores" en Sierra Morena Oriental. En el área tipo de Almadén, SAUPÉ (1973) definió tres miembros en esta formación que no pueden reconocerse en el sector que nos ocupa.

Con un espesor total de unos 50 m, la "Cuarcita del Criadero" representa en nuestra zona una secuencia estratocreciente, que comienza con bancos tableados de cuarcitas y areniscas feldespáticas, blancas a pardas, con intercalaciones centimétricas de pizarras arenosas, y culmina con bancos ortocuarcíticos, de potencias métricas y geometría canalizada. Los bancos basales presentan laminación paralela y "ripples" de corriente y de oscilación, y los superiores, estratificación cruzada de surco y planar de bajo ángulo. Los techos de los bancos suelen tener preservadas morfologías de "ripples" de oleaje.

Petrográficamente, varían entre tipos ortocuarcíticos a subarcósicos, con matriz serícita muy escasa o inexistente. Localmente se observa un cemento ferruginoso en algunos bancos.

Hasta la fecha no se han encontrado fósiles en esta formación, a la que se atribuye una edad Llandovery inferior-medio por su posición estratigráfica.

Paleoambientalmente, representa una secuencia de somerización dentro de un evento muy somero y próximo a la fuente continental de detríticos, cuyos límites, muy bruscos, tanto con la formación infrayacente como con la suprayacente, más probablemente tengan que ver con

procesos tectónicos sinsedimentarios de escala regional, que con variaciones eustáticas del nivel de mar.

2.1.6. Pizarras negras ampelíticas (17). Formación de Pizarras Negras con Graptolitos. Silúrico-Devónico inferior

Inmediatamente encima de la "Cuarcita del Criadero" y en contacto neto se dispone una formación de pizarras negras muy finas, ampelíticas, laminadas y ricas en materia orgánica, en las que localmente aparecen intercalados bancos centimétricos de liditas, también negras. Con frecuencia este contacto aparece fuertemente tectonizado, como consecuencia del notable contraste de competencia entre ambas formaciones.

Las ampelitas se encuentran frecuentemente alteradas, presentando entonces colores blancuecinos y violetas característicos. En nuestra hoja alcanzan 150 m de potencia y contienen restos abundantes de graptolitos que, regionalmente, caracterizan el intervalo Llandovery superior a Gediniense (IGME, 1983; MOLINA CÁMARA *et al.*, 1986); incluyendo por tanto el límite entre los sistemas Silúrico y Devónico.

Aunque solo se han reconocido de forma puntual (no cartografiados) en la Hoja de Pozoblanco, a escala regional son abundantes "sills" y coladas de lavas y piroclastos, intercalados en esta sucesión, de composición basáltica y marcado carácter alcalino (HIGUERAS y MONTERRUBIO, 1992), y a los que se asocian genéticamente las mineralizaciones de mercurio del sector de Almadén.

En los últimos 30-40 m aparecen niveles arenosos intercalados, cada vez más frecuentes hacia el techo, inicio de condiciones sedimentarias nuevas, instauradas gradualmente, y que caracterizan la mayor parte del Devónico de esta zona.

Paleogeográficamente, la formación de ampelitas negras representa un evento relativamente profundo, anóxico, semejante al que se registra en amplios dominios del norte de Gondwana durante el Silúrico (PARIS *et al.*, 1986).

2.1.7. Pizarras, areniscas y cuarcitas (18). Cuarcitas (19). Pizarras y areniscas (20). Devónico (¿inferior?)

Entre la formación anteriormente descrita y la base (discordante) de la secuencia "culm" aparece un paquete de materiales (80-100 m de potencia), bastante variado en el detalle, pero que a grandes rasgos consiste en alternancias de pizarras, areniscas y cuarcitas, con intercalaciones decimétricas a métricas de rocas volcánicas básicas semejantes a las de la formación infrayacente. La presencia de un tramo de ortocuarcitas, de unos 10 m de potencia, bastante continuo, hacia la mitad de la sucesión, ha permitido cartografiar tres niveles diferentes dentro de la misma (18, 19 y 20 en el mapa), si bien la naturaleza de las rocas por debajo y por encima del mismo es muy semejante.

Las diferentes litologías de este conjunto se agrupan en secuencias de varios metros, estrato y granocrecientes. Empiezan por alternancias centimétricas de pizarras limolíticas grises y areniscas finas y culminan frecuentemente en uno o varios bancos decimétricos de ortocuarcitas. El tramo cuarcítico que ha sido diferenciado en cartografía, constituye una excepción, estando formado por bancos métricos, con base canalizada, de cuarcitas bastante puras. La estructura interna, caracterizada por estratificación cruzada en surco y planar, permite inter-

prestar la presencia de barras arenosas rellenando un sustrato erosionado (canalizado). Las secuencias negativas que caracterizan los otros dos tramos cartografiados, presentan en sus bancos arenosos laminaciones paralelas y cruzadas ("ripples" de oleaje y oscilación) y podrían representar también, la migración de barras arenosas costeras en posiciones algo más distales de la plataforma, aunque siempre muy someras.

El contacto de este conjunto con la formación infrayacente, perfectamente gradual, señala la reinstauración progresiva de condiciones de sedimentación muy someras en el área de depósito de esta unidad, posteriormente al hundimiento brusco producido al comienzo de la sedimentación de la formación anterior.

Por comparación con áreas vecinas se atribuye una edad Devónico inferior a este conjunto, toda vez que no se han reconocido en él facies características del Devónico superior (pizarras sericíticas y tramo de cuarcitas ferruginosas), aunque esta atribución conviene tomarla con precaución, al no haberse encontrado fósiles que la prueben. De ser cierta, se habrían sumado en este sector los efectos de la laguna estratigráfica registrada en la parte meridional de la Zona Centroibérica durante el Devónico medio (PUSCHMANN, 1967), y la discordancia regional, acompañada de hiato de envergadura variable, localizada a la base de la secuencia "culm".

2.1.8. Pizarras y grauvacas (21). Grauvacas (22). Conglomerados (23). Cuarcitas (24). "Culm" de Los Pedroches. Carbonífero

Aunque muy pobemente expuesto y afectado en buena parte de su extensión por los efectos de metamorfismo térmico ligados a la intrusión del Batolito de Los Pedroches, este conjunto constituye la mayor parte del afloramiento de la unidad metasedimentaria en la Hoja de Pozoblanco.

Los tramos basales aparecen expuestos en una banda estrecha comprendida entre la discordancia basal y un accidente tectónico importante, actualmente expresado como falla inversa de vergencia sur, situado a escasamente 500 m del límite septentrional del afloramiento. Sobre un regolito basal, discontinuo, de unos 5 m de potencia máxima, estos tramos inferiores están constituidos por una alternancia de pizarras arcillosas oscuras y bancos centí/decimétricos de grauvacas con características de turbiditas diluidas (secuencias de Bouma de tipos $T_{cd}-T_d$, predominantes). No se han observado evidencias de retrabajamiento por oleaje de estas facies, por lo que muy probablemente su depósito tuviese lugar en áreas de la cuenca por debajo del nivel de base del oleaje máximo. El espesor de este tramo basal preservado en la hoja no excede de 200 m, presentando características muy uniformes.

Al Sur del accidente tectónico antes aludido, aparece una secuencia turbidítica muy potente y monótona, aunque variada en el detalle, cuyos límites estratigráficos se desconocen. En la Hoja vecina de San Benito, MIRA et al. (1986) estimaron en 3.000 m el espesor expuesto, aunque en nuestra hoja, debe ser bastante menor a esa cifra, al aproximarse el contacto intrusivo de los granitos al accidente citado.

Las facies predominantes en la Hoja de Pozoblanco corresponden a alternancias centí/decimétricas de pizarras y grauvacas, en bancos con granoselección positiva, con características de turbiditas diluidas semejantes a las del tramo basal. Esporádicamente, aparecen intercalados paquetes métricos, de corrida hecto/kilométrica, constituidos por grauvacas masivas, conglomerados y localmente carbonatos, así como diques o "sills" de rocas volcánicas básicas espilitizadas. No se ha detectado ningún tipo de ciclicidad, a ninguna escala.

La geometría lenticular de los paquetes de grauvacas masivas y conglomerados, junto con su estructura interna, con bases erosivas y amalgamación de estratos, sugieren la naturaleza de relleno de canales turbidíticos de dichos bancos. Con frecuencia los bancos grauváquicos muestran estructuras de deformación hidrodinámica, por escape de agua durante los primeros estadios de su compactación. Por su parte, los conglomerados están constituidos por cantes centimétricos, redondeados, flotando en una matriz grauváquica, similar a la de los tramos arenosos. El redondeamiento de los cantes contrasta con la naturaleza soportada por la matriz ("mass-flow") de las rocas, y sugiere una historia policíclica de los mismos. Composicionalmente, el espectro litológico de los cantes es muy restringido, limitándose a cantes de cuarzo hidrotermal, cuarcitas, rocas volcánicas ácidas y pizarras. Los dos últimos tipos pueden corresponder a elementos intracuencas, mientras que los dos primeros son claramente elementos procedentes de fuera de la cuenca, al menos en su origen primitivo. Localmente, se observan restos macerados de plantas tanto en los tramos de conglomerados como en los de grauvacas masivas.

Los paquetes carbonatados, de espesores decimétricos a métricos y escasa continuidad lateral, presentan también características de turbiditas, concentradas, con marcada granoselección positiva (muro de tamaño rudita y techo de tamaño arena fina, frecuentemente con laminación paralela y "ripples" de corriente. Tanto los componentes groseros como la matriz son mayoritariamente carbonatados, con escasa presencia de componentes terrígenos, sobre todo en forma de cantes blandos pizarrosos. Entre los clastos carbonatados, generalmente angulosos, son muy abundantes los fragmentos de fósiles. En la vecina Hoja de Hinojosa del Duque, RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.* (1990) han podido datar mediante conodontos extraídos de rocas carbonatadas, asociaciones del Viseense superior en las partes bajas de la secuencia allí expuesta, y del Namuriense inferior en las partes más altas de la misma.

La presencia esporádica de estas turbiditas carbonatadas sugiere su origen en un área fuente distinta de la de las turbiditas terrígenas ampliamente mayoritarias. Facies de plataforma carbonatada, concordantes con la sucesión del paleozoico inferior, y alcanzando hasta el Viseense superior, solo se conocen al norte del afloramiento "culm" (RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, 1990). De manera tentativa, consideramos que las turbiditas terrígenas, predominantes, pudieron generarse en el margen meridional de la cuenca, la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, tectónicamente activo durante este periodo (QUESADA y DALLMEYER, 1994; QUESADA, 1991b), en tanto que las esporádicas turbiditas carbonatadas pudieron generarse durante episodios ocasionales de colapso gravitatorio de la plataforma carbonatada situada en el margen norte, eminentemente pasivo, de la misma.

Conviene resaltar que, hasta la fecha, no se han encontrado en afloramientos del "culm" de Los Pedroches situados al norte del batolito del mismo nombre, evidencias de retrabajamiento por oleaje de las capas turbidíticas que lo forman, lo que sugiere que su sedimentación tuvo lugar en ambientes ubicados por debajo del nivel de base del oleaje máximo. Este hecho contrasta notablemente con las características de las facies "culm" al sur del batolito, en las que predominan los procesos de sedimentación y retrabajamiento relacionados con una intensa actividad de tormentas (GABALDÓN *et al.*, 1983, 1985), en ambientes de plataforma situados mayoritariamente por encima del nivel de base del oleaje máximo durante períodos de tormenta.

Finalmente, la composición petrográfica de las diversas rocas que componen la sucesión "culm" es como sigue: las pizarras, muy pélíticas, están compuestas de sericita, cuarzo, clorita, opacos y abundante materia orgánica. Por su parte, las grauvacas y la matriz grauváqui-

ca de los conglomerados está formada por granos (tamaño arena media a gruesa) de cuarzo, plagioclasa, fragmentos de roca, moscovita detritica, opacos y circón, en una matriz (10-20%) eminentemente sericita y rica en materia orgánica. Los carbonatos están compuestos por fragmentos angulosos que incluyen intraclastos, fósiles y minoritariamente oolitos, envueltos en matriz micrítica con impurezas arcillosas y granos de cuarzo de tamaño limo/arena fina. Puntualmente, se observan cementación secundaria por calcita esparítica y fragmentos dolomitizados. Por último, las rocas volcánicas aparecen completamente retrogradadas (espilitización y metamorfismo de grado bajo) a una paragénesis de baja temperatura: clorita, albita, anfíbolo actinolítico, epidota y opacos, sin que hayamos observado ningún relicto de la paragénesis ígnea original, si bien la textura primaria, intersertal a subofítica, está perfectamente preservada.

2.2. UNIDAD PLUTÓNICA. BATOLITO DE LOS PEDROCHES

La mayor parte de la superficie de la Hoja de Pozoblanco, más de sus tres cuartas partes (Fig. 3), está constituida por rocas ígneas-plutónicas y filonianas que pertenecen al sector central del Batolito de Los Pedroches. El extenso afloramiento ígneo no es homogéneo, sino extremadamente variado, tanto composicional como estructuralmente, pudiendo distinguirse varios grupos litológicos, a su vez representados en cuerpos intrusivos estructuralmente diferentes.

La descripción petrográfica y geoquímica de los diversos tipos de rocas ígneas será abordada más adelante (véase el Capítulo 4), tratándose aquí únicamente aquellos aspectos, generalmente macroscópicos, relevantes para la caracterización cronológica relativa (estratigráfica) de los mismos, así como de sus diferentes formas de afloramiento.

Con carácter general, las rocas ígneas del Batolito de Los Pedroches son intrusivas en la Unidad Metasedimentaria previamente descrita, en concreto en la presente hoja intruyen en la sucesión "culm", hecho que impone una primera limitación estratigráfica: han de ser forzosamente más jóvenes que el Namuriense inferior. Más aún, la intrusión ígnea tuvo lugar con posterioridad a la deformación penetrativa de su encajante, lo que implica necesariamente un cierto lapso de tiempo entre la edad de los sedimentos y la del proceso de intrusión. Por criterios regionales (APALATEGUI *et al.*, 1990), la deformación aludida tuvo lugar en el intervalo Namuriense inferior a Westphaliense inferior (\approx 320-310 Ma; COWIE y BASSET, 1989), sin poder añadir por el momento mayor precisión, por falta de dataciones absolutas de dichos procesos deformativos. No obstante, esto implicaría que, la intrusión al menos debe ser posterior al límite inferior de este intervalo de edades.

Internamente, el Batolito de Los Pedroches está constituido en el sector que nos ocupa por dos grupos litológicos principales:

- Grupo Granodiorítico
- Grupo Granítico-Adamellítico

Además, están presentes también litologías diferentes, tardías respecto a los grupos principales: filones de cuarzo hidrotermal y, muy esporádicamente, filones de diabasas.

Aunque en otros sectores del batolito existen relaciones claras que indican a grandes rasgos hay una contemporaneidad entre los dos grupos litológicos principales, en el área que nos ocupa, existe una clara separación temporal entre la cristalización del grupo granodiorítico, por una parte, y la del grupo granítico-adamellítico por otra.

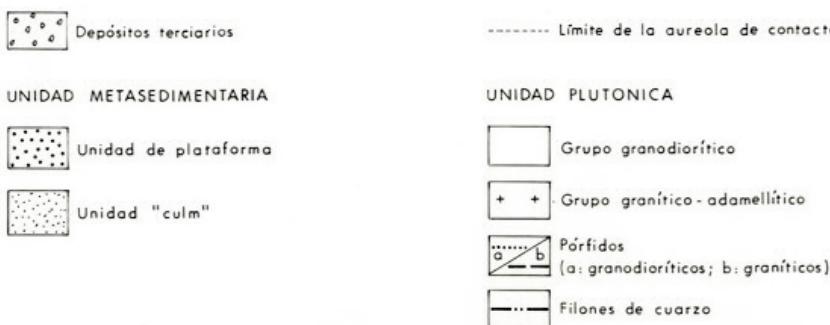
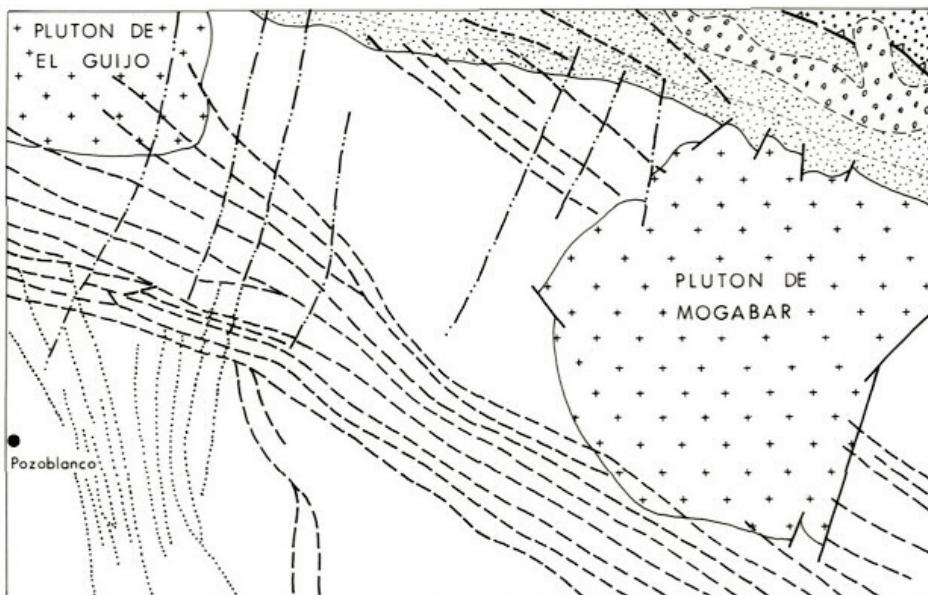


Fig. 3.- Distribución de Unidades Estructurales en la Hoja de Pozoblanco

Las rocas de este último grupo aparecen en la Hoja de Pozoblanco circunscritas a dos plutones (Mogabar y El Guijo), netamente intrusivos en las granodioritas previamente cristalizadas, así como a un haz filoniano, densísimo, que corta también a las rocas del grupo granodiorítico (Fig.3). Así pues, en nuestra zona es posible hacer una primera división estratigráfica dentro de la Unidad Plutónica, entre un grupo granodiorítico, más antiguo, y un conjunto adamellítico/granítico más moderno. Internamente, cada uno de estos grupos puede subdividirse a su vez en distintas unidades ígneas, cuyas relaciones estratigráficas se resumen a continuación.

2.2.1. Grupo granodiorítico. Granodiorita de Los Pedroches (Facies común) (1). Microgranodioritas poiquilíticas (2). Leucogranodioritas (3). Pórfidos granodioríticos (4)

Dentro de este grupo hemos podido distinguir dentro del área que nos ocupa cinco unidades litológicas diferentes:

- Microgranodioritas poiquilíticas (2).
- Granodioritas con enclaves microgranudos (Facies común) (1).
- Leucogranodioritas (3).
- Pórfidos granodioríticos (4).

La granodiorita con enclaves microgranudos representa la facies común de este grupo, siendo con mucho la más ampliamente representada, así como la más antigua en cristalizar.

Las microgranodioritas poiquilíticas constituyen una litología muy característica que aparece extensamente representada en el área de afloramiento granodiorítico, principalmente en forma de enclaves, en su mayor parte no cartografiadas (la mayor parte de los enclaves microgranudos en la facies común tienen esta composición). Además, existen varios cuerpos de dimensiones hectométricas (al Noreste de Pozoblanco) y, sobre todo, una banda próxima al borde meridional del batolito y paralela al mismo, en la que estas rocas son especialmente abundantes, en la forma de pequeños "stocks" y enclaves de diversas dimensiones, mostrando en todos los casos relaciones de mezcla mecánica ("mingling") y localmente química ("mixing"), con la facies común (Fig. 4), que demuestran la contemporaneidad de ambas unidades intrusivas. Localmente se reconocen diques sin-plutónicos de esta litología, con frecuencia deshaciéndose en enclaves dentro de la masa granodiorítica común.

Las leucogranodioritas, por su parte, aparecen como pequeñas bolsadas sub-horizontales con contactos graduales con la facies común, o como filones microgranudos cortando netamente a aquella. La presencia de cavidades miarolíticas y su pobreza en melanocratos acompañada de minerales típicos de una fase fluida importante, sobre todo la turmalina, sugieren una naturaleza de magmas residuales tardíos respecto a la cristalización de la facies común granodiorítica.

Los pórfidos granodioríticos aparecen siempre en forma de diques netos, concentrados principalmente en un haz de geometría sigmoidal (Figs. 3 y 8) y orientación media NNO-SSE, que tiene su expresión máxima al sur de Pozoblanco, y sobre todo en la vecina Hoja de Villanueva de Córdoba. En muchos casos se reconocen bordes de enfriamiento de los diques, hecho que indica que su emplazamiento se produjo una vez que las rocas granodioríticas encajantes estaban totalmente cristalizadas y relativamente frías. Así pues, los pórfidos granodioríticos son netamente posteriores a las rocas plutónicas de igual composición, representando los últimos estadios evolutivos de este tipo de magmatismo en el sector que nos ocupa.

Por último, aplitas y pegmatitas asociadas a la intrusión granodiorítica son muy escasas, concentrándose preferentemente en una red de filones netos que se localizan en los contactos con el encajante metasedimentario y, localmente, en sectores reducidos de la masa granodiorítica, en concreto en las inmediaciones de los afloramientos de leucogranodioritas, sugiriendo la presencia de ambos tipos litológicos residuales, la proximidad probable a un borde (¿cúpula?) de la intrusión. Por la dificultad de distinguir estas aplitas y pegmatitas, de las asociadas a los otros grupos ígneos, en cartografía se han representado todas ellas con un único color.

Se desconocen por el momento las relaciones temporales entre aplitas y pegmatitas y pórfidos granodioríticos, pareciéndonos más probable la posterioridad de los últimos, a la luz de sus características estructurales y texturales.

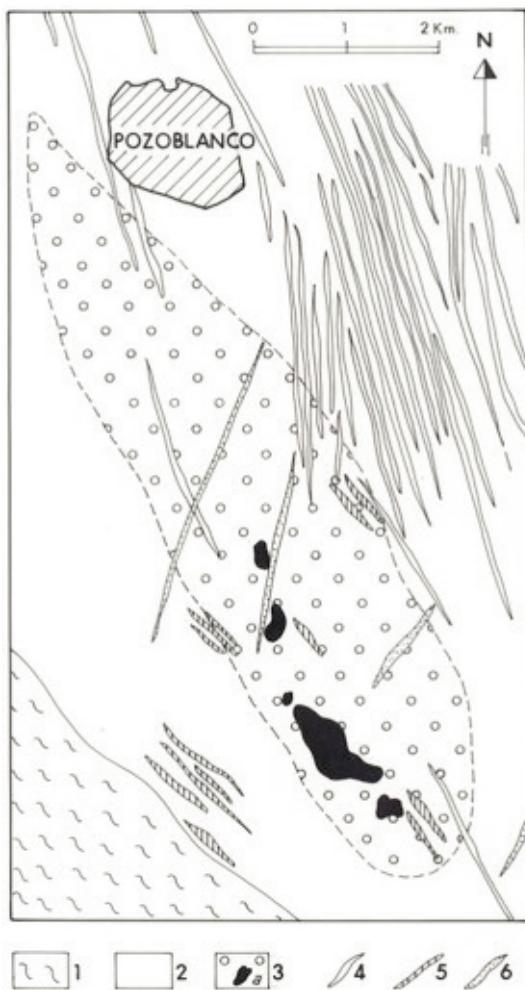


Fig. 4.- Distribución de facies del Grupo Granodiorítico, al SO de Pozoblanco (hojas de El Viso, Pozoblanco y Villanueva de Córdoba. 1) Metasedimentos. 2) Granodiorita (facies común). 3) Zona de mezcla mecánica y química con las microgranodioritas poiquilíticas (a). 4) Pórfidos granodioríticos. 5) Aplitas. 6) Filones de cuarzo.

2.2.2. Grupo granítico-adamellítico

2.2.2.1. *Microadamellitas porfídicas* (5)

A diferencia de otros sectores del batolito en los que aparece ampliamente representado, los afloramientos de este tipo de rocas en la Hoja de Pozoblanco son muy limitados, tanto en extensión como en tipología plutónica. Aparecen siempre incluidos como enclaves, de dimensiones variables pero generalmente grandes, en los plutones mayoritariamente graníticos de El Guijo y Mogabar (Fig. 3).

La única facies de esta composición presente en estos plutones corresponde a una microadamellita porfídica, generalmente con textura poiquilítica, similar a la de la microgranodiorita anteriormente citada.

En el plutón de El Guijo aparece como enclaves decamétricos, alargados paralelamente al borde intrusivo del mismo, próximos al límite occidental de la hoja y extendiéndose hacia el NO por la vecina Hoja de El Viso. Para los fines estratigráficos que aquí se persiguen conviene destacar la presencia de procesos de "mingling" con el granito encajante, indicando la contemporaneidad de ambos tipos ígneos en este plutón. Aunque difícil de apreciar en la presente hoja dada la escasez de afloramientos, la naturaleza tabular discontinua y subvertical de las microadamellitas, visible sobre todo en la Hoja de El Viso (INSÚA *et al.*, 2004), junto con sus relaciones de mezcla con el encajante granítico, tal vez sugieran un carácter de dique o diques sin-plutónicos de estas rocas, emplazado en los granitos parcialmente cristalizados.

En el plutón de Mogabar, por su parte, las microadamellitas aparecen en dos situaciones estructurales diferentes. La mayor parte pertenecen a un afloramiento de geometría tabular que buza suavemente hacia el centro del plutón, situado en la mitad occidental del mismo. Otros afloramientos corresponden a pequeños "stocks" deca a hectométricos flotando sobre la masa granítica en la parte suroriental del plutón, con un contacto basal subhorizontal, ubicado aproximadamente a la misma cota en la mayor parte de los mismos.

Tanto en un caso como en otro, los contactos entre microadamellitas y granitos son netos, no habiéndose observado evidencias de mezcla entre ambos tipos magmáticos. Aparentemente, los afloramientos microadamellíticos definen una forma de "sill" de espesor deca/hectométrico, inyectado en el magma granítico en un estado de cristalización avanzado, si no completo. La diferencia entre los sectores occidental y oriental del plutón puede explicarse en relación con un hundimiento del bloque occidental respecto al oriental, en el que la tabla microadamellítica, presumiblemente continua en origen, habría sido erosionada en su mayor parte.

Así pues, en el caso de este plutón, las rocas microadamellíticas son posteriores en su emplazamiento a la cristalización de los granitos mayoritarios en el mismo.

2.2.2.2. *Granito biotítico porfídico de grano grueso* (6). *Granito biotítico porfídico de grano fino* (7). *Leucogranitos y microgranitos* (8). *Aplitas y pegmatitas* (10). *Pórfitos graníticos* (9)

Rocas de esta composición constituyen la mayor parte de la superficie actualmente expuesta de los plutones circunscritos de El Guijo y Mogabar, así como un denso haz de diques que atraviesa la hoja en sentido ONO-ESE. Con carácter general, en el ámbito de esta hoja las rocas de este grupo son netamente intrusivas en y, por tanto posteriores a, las rocas del grupo

granodiorítico.

Por criterios composicionales y/o texturales se han distinguido los siguientes tipos litológicos:

- Granito biotítico porfídico de grano grueso (6).
- Granito biotítico porfídico de grano fino (7).
- Leucogranitos y microgranitos (8).
- Aplitas y pegmatitas (10).
- Pórfidos graníticos (9).

Los tres primeros tipos, en general no filonianos, presentan en numerosas ocasiones contactos transicionales, que sugieren la coetaneidad de su emplazamiento. No obstante, en el caso de los leucogranitos y microgranitos, se observan también contactos netamente intrusivos con los otros tipos graníticos, hecho que junto con su carácter de magma residual muy diferenciado y rico en volátiles (véase más adelante), apoya un carácter tardío, dentro de la simultaneidad general, a escala de tiempo geológico, del conjunto de la actividad plutónica de esta composición.

Los tipos filonianos, por su parte, muestran relaciones cronológicas interesantes con los tipos plutónicos. Aplitas y pegmatitas, poco abundantes, aunque más que en el caso del grupo granodiorítico, son netamente tardías respecto a la cristalización de los magmas graníticos. Los pórfidos graníticos, que definen principalmente un haz de diques densísimo, de espesor máximo en torno a 15 km y corrida superior a 150 km en dirección ONO-ESE, aunque también existen otros diques esporádicos de orientación NNE-SSO, cuando arman en las rocas granodioríticas, solo pueden seguirse dentro de los plutones graníticos en contadas ocasiones y, en muchas de ellas únicamente a través de la zona marginal diluyéndose progresivamente hacia el interior de los mismos.

En el caso concreto del plutón de Mogabar, puede observarse como algunos filones de pórfidos graníticos son cortados por el contacto intrusivo del mismo, hecho especialmente visible en el borde occidental de la intrusión; otros diques penetran escasamente unos pocos centenares de metros; y, finalmente, solo unos pocos cortan claramente a través de la intrusión en su totalidad. Este tipo de relaciones sugiere la simultaneidad, a escala geológica, de la intrusión de los cuerpos plutónicos y el crecimiento, mediante intrusión sucesiva, del haz de filones de pórfidos, teniendo este último proceso una mayor extensión temporal, al menos al nivel de profundidad cortical actualmente expuesto.

Conviene anotar que el haz de diques ácidos que aquí se refiere no está constituido exclusivamente, aunque si son francamente mayoritarias, por rocas de composición granítica. También son relativamente frecuentes diques de pórfidos de composición adamellítica, comparables composicionalmente a las microadamelíticas descritas anteriormente, que no han sido diferenciados en cartografía de los graníticos, con los que localmente forma diques híbridos.

Así pues, con excepción de los magmas más diferenciados y residuales, que generalmente son tardíos, el resto de manifestaciones plutónicas y filonianas, graníticas, en la Hoja de Pozoblanco son, a escala de tiempo geológico, coetáneas.

2.2.3. Manifestaciones tardías (11). Filones de cuarzo (11)

Los últimos procesos ígneos o relacionados con la actividad ígnea en este sector del Batolito de Los Pedroches vienen marcados por dos tipos de manifestaciones filonianas. Por una parte, muy escasos diques básicos (no cartografiados en esta hoja), de orientación submeridiana y, por otra, una red de filones hidrotermales, generalmente de orientación NNE-SSO, espaciados y con notable continuidad lateral, llenos de cuarzo y óxidos de hierro (11).

Los primeros son difíciles de encajar estratigráficamente, por su carácter esporádico, escasos espesos y continuidad y pobreza de afloramiento. Son con certeza posteriores a las granodioritas, a las que cortan mediante fracturas frágiles muy limpias. A escala regional, también se encuentran cortando a las rocas del grupo granítico-adamellítico (sector oriental del batolito, fuera de esta hoja), de ahí su atribución a un evento tardío, tal vez muy separado en el tiempo de la actividad plutónica principal.

Los filones de cuarzo, por su parte, deben corresponder a los últimos episodios, ya hidrotermales, ligados a la evolución del batolito. Están muy extendidos a lo largo de toda la superficie del mismo, asociándose a ellos la mayor parte de los numerosos indicios mineros, generalmente de dimensiones modestas, que existen en él, sobre todo ubicados en las zonas del encajante próximas al contacto.

2.2.4. Dataciones absolutas de los procesos magmáticos

Una vez revisadas las relaciones de corte que muestran los diversos tipos de manifestaciones ígneas en esta parte del Batolito de Los Pedroches, y que pueden resumirse tal y como se recoge en la Tabla 1, es el momento de presentar los datos disponibles sobre la edad absoluta de los mismos. Históricamente, se han publicado algunas edades, obtenidas por diferentes métodos, sobre rocas del batolito, todas ellas recogidas en el trabajo de SERRANO PINTO *et al.* (1987). Dichos datos muestran una notable dispersión, siendo algunos de ellos geológicamente inviables, toda vez que corresponden a edades más antiguas que la del encajante metasedimentario local.

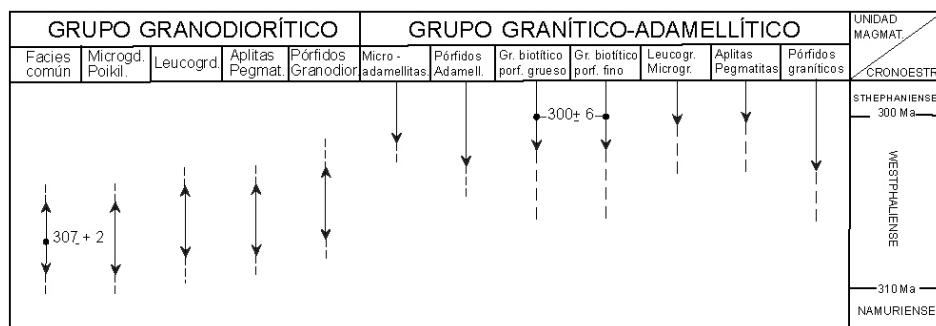


Tabla 1.- Geocronología de la Unidad Plutónica en el Batolito de Los Pedroches

Limitamos esta descripción a la presentación de datos obtenidos durante la realización del presente estudio, mediante la técnica Rb-Sr, sobre dos conjuntos de muestras representati-

vas, respectivamente, del grupo granodiorítico y del grupo granítico-adamellítico, las de este último procedentes del plutón de El Guijo (FERNÁNDEZ RUIZ *et al.*, 1990).

Los análisis han sido realizados en el Laboratorio de Geocronología del ITGE, por J. REYES y M.J. LASALA, utilizando un espectrómetro de masas Varian Mat TH5 de detección simple. Para el cálculo de la edad se ha usado una constante de desintegración del ^{87}Rb de $1,42 \cdot 10^{11}$ años, siguiendo la recomendación de la I.U.G.S.

En el caso de la granodiorita, la escasa dispersión en los valores de la relación Rb/Sr que presentan las muestras, no ha permitido su datación por la técnica de isocrona de rocas totales, teniéndose que proceder a la separación y análisis de concentrados de minerales. Se han medido finalmente 24 muestras correspondientes a: 6 rocas totales de la facies común granodiorítica, 7 concentrados de apatito, 2 concentrados de plagioclasa, 2 concentrados de feldespato potásico, 2 concentrados de plagioclasa más feldespato potásico y 5 concentrados de biotita.

Los resultados analíticos así como los parámetros estadísticos de su correlación se proyectan, en forma de isocrona, en la Fig. 5, correspondiendo los errores señalados, en cuanto a edad y relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a valores $< 1\sigma$. La isocrona así definida tiene una pendiente que equivale a una edad de 307 ± 2 Ma, que se considera representativa de la edad de la cristalización de las granodioritas en este sector del batolito.

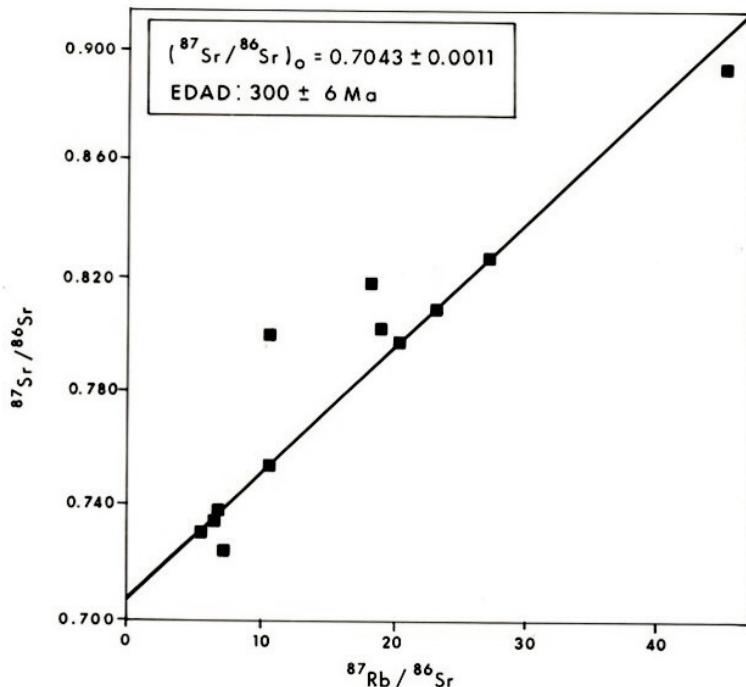


Fig. 5.- Isocrona de la granodiorita de Los Pedroches

Las muestras de granitos del plutón de El Guijo presentan dispersión suficiente en sus valores de Rb/Sr, que permite la construcción de una isocrona a partir de los análisis de rocas totales. Se han medido 11 muestras, correspondientes a las facies graníticas porfídicas de grano grueso y de grano fino, cuyos resultados se presentan en la Fig. 6 (errores < 1 σ). La edad obtenida, interpretada como la de cristalización del citado plutón, es de 300 ± 6 Ma.

En conclusión, el segmento del Batolito de Los Pedroches expuesto en esta zona tuvo su desarrollo en el intervalo comprendido entre el Westphaliense inferior y el límite Westphaliense/Stephaniense (COWIE y BASSET, 1989). Probablemente este desarrollo no fue uniforme, sino concentrado en dos picos de emplazamiento/cristalización máxima, datados en torno a hace 307 Ma y 300 Ma, respectivamente (Tabla 1).

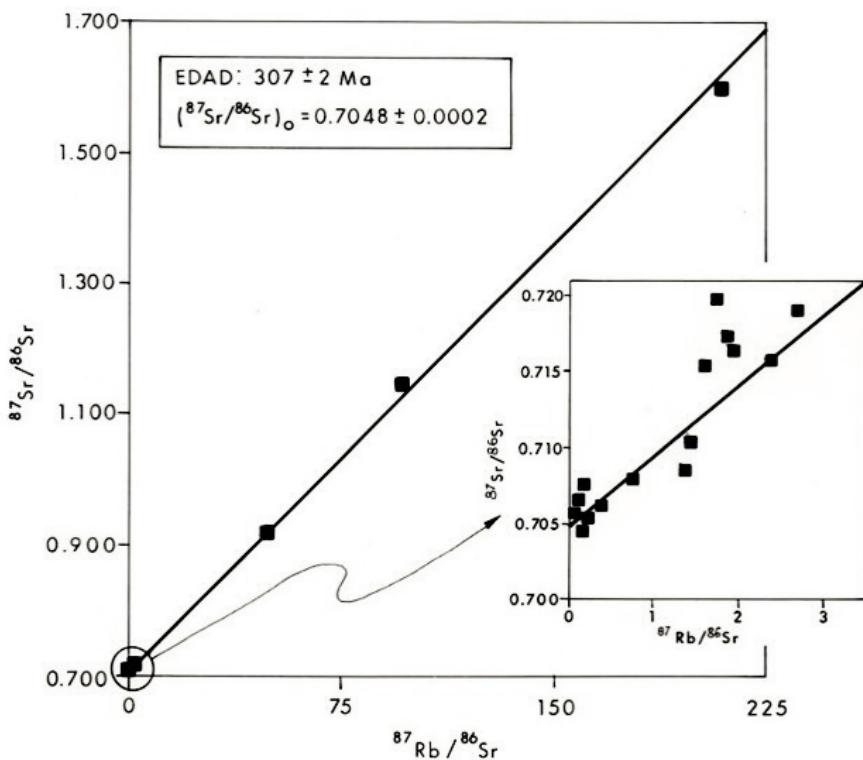


Fig. 6.- Isocrona del plutón de El Guijo

2.3. DEPÓSITOS RECIENTES

Los afloramientos de materiales post-paleozoicos en la Hoja de Pozoblanco son muy escasos, estando restringidos, aquellos con entidad suficiente para ser cartografiados, a la esquina nordeste de la misma, coincidente con la cuenca de drenaje actual del río Guadalmez. En esta zona existen dos tipos de depósitos recientes, claramente diferenciados, ambos con marcado carácter fluvial. De más antiguo a más moderno son los siguientes.

2.3.1. Arcosas y conglomerados rojos (25). Terciario

Se trata de unos depósitos subhorizontales, apenas consolidados, discordantes sobre los materiales paleozoicos, y que se extienden de forma discontinua hacia las hojas vecinas. En concreto, los afloramientos de estas rocas en la Hoja de Pozoblanco forman parte de una alineación estrecha, que con carácter discontinuo se extiende en dirección ONO-ESE, hacia el este hasta las proximidades de la depresión de Bailén, ya en la provincia de Jaén. Esta alineación de afloramientos es paralela a la falla que actualmente limita la sucesión del Paleozoico inferior respecto del "culm" de Los Pedroches, estando la base de la sucesión discordante dentro de ella a cota inferior, a la de otros afloramientos dispersos situados tanto al norte como al sur de la misma (visibles especialmente en las hojas de Cardeña y Virgen de la Cabeza, QUESADA *et al.*, en prensa; LARREA *et al.*, en prensa a).

Por otra parte, las características faciales de la sucesión de depósitos recientes son muy homogéneas en todos los afloramientos, variando únicamente el espesor total preservado y los espesores relativos de las diferentes litologías. Todos estos hechos sugieren que, en la ubicación de la alineación de afloramientos aludida, se localice una fosa tectónica, generada simultáneamente o tal vez con posterioridad al depósito de los mismos, que ha permitido su preservación, en tanto que fuera de ella estos sedimentos han sido erosionados casi en su totalidad, sin que con los datos actualmente disponibles se puedan precisar la extensión y características de la cuenca sedimentaria original.

El espesor máximo preservado en este conjunto de afloramientos es inferior a 40 m. La secuencia de esta unidad consta aquí, de dos tramos bien diferenciados. Sobre un conglomerado basal (2-3 m) localmente cementado por óxidos de hierro, la parte basal de la secuencia consta de unos 20-25 m de arcosas, blanquecinas a rosadas, poco consolidadas, en bancos canalizados con estructura interna de estratificación cruzada en surco, a la base de los cuales es frecuente encontrar un "lag" de cantos centimétricos de cuarzo y cuarcita. Los bancos arenosos, con frecuencia amalgamados, tienen espesores decimétricos a métricos y están separados por tramos centímetros a decimétricos de arcillas y limos rojizos.

La parte alta de la sucesión está constituida por fanglomerados masivos, a veces con bases canalizadas, formados por cantos centimétricos (15-20 cm de diámetro máximo), muy redondeados, de cuarcita y cuarzo filoniano. Es notoria la ausencia de cantos de composición granítica en esta unidad, cuya fuente hay que buscarla hacia el norte.

La matriz de los fanglomerados varía de arcillosa a arcósica en su composición, presentando por lo general colores rojizos, y su abundancia es muy variable (0-30%), siendo máxima en tramos de cantos más gruesos y mínima en los de cantos finos (1-3 cm).

Las características de estos depósitos corresponden a las de facies diversas de un sistema de abanicos aluviales, en las que la secuencialidad negativa que se observa, debió estar en rela-

ción con una progradación del sistema aluvial como respuesta a una reactivación del relieve en su área fuente, hecho que sugiere la existencia de actividad tectónica durante el depósito de estas rocas. La parte basal corresponde a facies fluviales de tipo "braided", en las que las arcosas representan el relleno de canales y las arcillas y limos intercalados facies de desbordamiento de los mismos. La parte superior corresponde a depósitos de tipo "debris-flow", más o menos lavados de matriz y caracterizan las facies proximales del sistema deposicional aluvial. El redondeamiento que presentan los cantes es incompatible con la naturaleza "en masa" de estos depósitos, por lo que hay que suponer una historia policíclica de los mismos.

La edad de esta unidad está en discusión. Con toda probabilidad se trata de depósitos terciarios, aunque su ubicación exacta es más difícil de establecer. En opinión de A. MARTÍN SERRANO (com. pers.), posiblemente puedan correlacionarse con formaciones litológicamente idénticas de otras cuencas del Macizo Ibérico, de edad paleógena, aunque este extremo no es por el momento sino una especulación. En cualquier caso, la actividad tectónica que tanto su formación como su preservación implican, debe corresponder a la expresión en el antepaís ibérico de la Orogenia Alpina que afectó con intensidad a la periferia del mismo durante buena parte del Terciario.

2.3.2. Gravas, arenas y limos (26). Aluvial (Cuaternario)

Únicamente en el mismo entorno en el que aparecen preservados los depósitos terciarios anteriormente descritos, existen depósitos cuaternarios con entidad suficiente para ser cartografiados a escala 1:50.000, hecho que sugiere el carácter relativamente reciente de la actividad tectónica que generó la fosa antes aludida, o al menos su reactivación.

Se incluyen aquí los depósitos ligados a la evolución reciente del río Guadalmez y su afluente el arroyo de La Ribera, que ocupan sus cauces actuales, y los tramos abandonados y pequeñas terrazas colindantes con ellos. Litológicamente se trata de sedimentos de espesor reducido formados por gravas, arenas y limos, que muestran un espectro composicional que incluye todas las litologías, actualmente expuestas en sus respectivas cuencas de drenaje.

En su mayor parte deben corresponder a depósitos holocenos, aunque no se puede descartar la presencia de materiales pleistocenos en las pequeñas terrazas marginales.

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los diferentes materiales que afloran en la Hoja de Pozoblanco fueron sometidos, con diversa intensidad, tanto durante su formación como posteriormente, a la acción de varios eventos de actividad tectónica, de naturaleza diversa, cuyo efecto acumulado dio como resultado la estructura que actualmente presentan.

De todos ellos, la Orogenia Varisca fue sin duda el más importante en esta área, pues durante la misma se produjeron entre otros los siguientes hechos:

- formación de la cuenca sin-orogénica de Los Pedroches, en la que se depositaron las series "culm";
- deformación penetrativa de las sucesiones paleozoicas;
- génesis y emplazamiento del Batolito de Los Pedroches.

En los párrafos que siguen se presentan secuencialmente los rasgos geométricos y cinemáticos principales de las diversas generaciones de estructuras que se reconocen en las dos unidades fundamentales que constituyen la hoja: Unidad Metasedimentaria y Unidad Plutónica.

3.1. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD METASEDIMENTARIA

La superficie de afloramiento de esta unidad en la Hoja de Pozoblanco es muy limitada, por lo que las observaciones estructurales en ella son también bastante parciales; sobre todo si se tiene en cuenta que dicha superficie coincide también con el área de afloramiento de los escasos materiales terciarios y cuaternarios de la hoja, y que buena parte del afloramiento “culm” aparece afectado en grado variable por los efectos de metamorfismo de contacto ligados a la intrusión de la Unidad Plutónica.

A grandes rasgos, la que denominamos Unidad Metasedimentaria está formada por dos unidades estructurales bien distintas, separadas por un accidente tectónico de entidad regional (cabalgamiento de Santa Eufemia) y vergencia Sur. El bloque superior de esta zona de falla corresponde al afloramiento de la serie de plataforma del Paleozoico inferior, y una delgada sucesión turbidítica de la base del “culm” discordante a escala regional sobre ella, mientras que el bloque inferior corresponde a una potente sucesión de “culm”, cuya base no está expuesta en este sector. Aparte de esta notable diferencia estratigráfica, la estructura interna de ambas unidades estructurales presenta también diferencias significativas.

La parte del bloque cabalgante expuesta en nuestra hoja corresponde a un monocinal simple de orientación NO-SE y buzamiento fuerte ($>60^\circ$) hacia el SO. Representa un fragmento de la parte más meridional del flanco sur, complejo, del anticlinorio de Alcudia. Apenas se observan pliegues menores en este monocinal y cuando están presentes, sobre todo en la serie basal del “culm”, se trata de pliegues sin vergencia definida, morfología “chevron” y generalmente sin esquistosidad penetrativa asociada. Solo localmente, se observa una esquistosidad grosera de tipo presión/disolución, subvertical, restringida a los bancos pelíticos sin que penetre en los bancos arenosos más competentes.

Por el contrario, la unidad “culm” que ocupa el bloque inferior del cabalgamiento de Santa Eufemia, tiene como característica estructural más representativa la presencia generalizada de esquistosidad, genéticamente asociada a un plegamiento, que adscribimos a la primera fase, y más importante, de la deformación varisca de este sector. Con carácter general, los pliegues tienen su plano axial fuertemente buzante hacia el nordeste, definiendo una ligera vergencia hacia el SO, hecho que se acentúa en las proximidades del cabalgamiento de Santa Eufemia. La esquistosidad, por su parte, transecta sistemáticamente a los pliegues en sentido de sinistro, lo que sugiere la existencia de una componente rotacional durante el desarrollo de esta primera fase de deformación varisca.

Tanto los pliegues como la esquistosidad asociada presentan variaciones en sus características y geometría, en función de la litología del multicapa plegado en cada caso. Los tramos pelíticos potentes presentan pliegues muy abiertos, prácticamente isopacos, con esquistosidad muy penetrativa de tipo “slaty cleavage”. Los tramos de alternancias pelítico-arenosas presentan comúnmente pliegues muy apretados, con morfologías que varían de “chevron” a similar, en función de la relación de espesores entre los estratos de arena y lutita, respectivamente. La esquistosidad tiene entonces características variables entre “slaty cleavage” groso en los estratos pelíticos y esquistosidad de presión/disolución en los arenosos, generalmente con refracción marcada en estos últimos. Finalmente, en los bancos de grauvacas

masivas y conglomerados rara vez se observan pliegues menores (de tipo "flexural slip" y morfología "chevron") siendo la esquistosidad muy grosera (presión-disolución) o inexistente en estos casos. La transición de un tipo de estructuras y mecanismo de deformación a otro se resuelve mediante despegues paralelos a los contactos estratigráficos entre los tramos de litología diferente.

En todos los casos, la esquistosidad dentro de la aureola de metamorfismo de contacto del borde sur de la unidad muestra características de una "schistosity", por recristalización mimética de micas durante dicho evento metamórfico.

La macroestructura de esta unidad, aunque difícil de caracterizar por la pobreza de afloramiento, parece corresponder al flanco norte de un anticlinal con núcleo en la ubicación actual del batolito, en el que los pliegues mesoscópicos son generalmente asimétricos y muestran una polaridad estratigráfica constante de techo hacia el NE, cortada sin sinclinal intermedio por la falla de Santa Eufemia.

En nuestra opinión, las marcadas diferencias geométricas y de mecanismos de deformación entre las dos unidades estructurales descritas, no pueden justificarse únicamente por las diferencias composicionales. Por una parte, existen niveles de naturaleza comparable en ambas unidades que también muestran esta diferencia. Por otra, los mecanismos de deformación en la unidad "culm" indican ambientes de deformación más profundos, desarrollados en condiciones de metamorfismo regional de la facies de los esquistos verdes de baja temperatura (Capítulo 4.3.1). Estos argumentos confluyen para sugerir que el accidente que actualmente limita ambas unidades, tiene una envergadura de importancia y yuxtapone dos dominios separados durante la deformación de primera fase varisca. Volveremos a discutir sobre este accidente más adelante, al tratar de reconstruir la historia evolutiva varisca de este sector (Capítulo 3.4.).

Las estructuras que se acaban de describir son las únicas que afectan con carácter penetrativo al conjunto de la Unidad Metasedimentaria. Localmente, se reconocen también otras estructuras, tardías respecto a las anteriores, y de distribución irregular y difícil de sistematizar en un área tan pequeña como la que aquí se trata. En nuestra hoja únicamente se observan en la unidad "culm" y corresponden a dos tipos diferentes cuya cronología relativa no podemos precisar.

Por una parte, nos referimos a una crenulación subhorizontal muy fina, con características extensionales, que con carácter regional se observa sobre todo en las zonas más externas de la aureola de metamorfismo de contacto, y que es visible con desarrollo desigual en toda la extensión de la misma a ambos lados del batolito. MIRA *et al.* (1986) determinaron por criterios texturales la coetaneidad de esta crenulación con el emplazamiento de el Plutón de El Guijo, sugiriendo la existencia de un régimen regional extensional durante el ascenso de al menos este tipo de plutones.

Por otra parte, existen también con carácter regional, bandas de anchura decamétrica, limitadas por fallas frágiles, subverticales, en las que la esquistosidad de primera fase aparece intensamente replegada por pliegues cuyos ejes varían desde subhorizontales a subverticales, separados por zonas de cizalla anastomosadas. Estas bandas tienen orientación NO-SE y distribución irregular respecto a la macroestructura de primera fase. Se desconoce tanto su cronología como su significado en términos de geometría y cinemática regionales durante la evolución hercínica tardía.

3.2. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD PLUTÓNICA

El fragmento de Batolito de Los Pedroches expuesto en la Hoja de Pozoblanco incluye un buen número de litologías graníticas s.l. que definen unas geometrías variadas, cuyo análisis se aborda en los párrafos que siguen. Todas ellas corresponden a pulsos sucesivos de intrusión magmática y, en particular, dicha intrusión, cuando afecta al encajante (Unidad Metasedimentaria), se produjo con posterioridad a la deformación de primera fase anteriormente descrita, cuyas estructuras aparecen cortadas por los contactos intrusivos y recristalizadas, estáticamente, por la blastesis metamórfica que define la aureola de contacto.

Con excepciones contadas que se comentarán más adelante, las rocas ígneas de este sector no muestran estructuras planares o lineares penetrativas, adquiridas en estado sólido, hecho que indica que su emplazamiento y cristalización tuvieron lugar durante los estadios finales de la Orogenia Varisca, siendo la actividad tectónica posterior incapaz de producir deformación importante de las mismas. Sin embargo, tanto la geometría del batolito en su conjunto, como la de algunos de sus cuerpos constituyentes, especialmente los haces filonianos (microdioríticos a granodioríticos), indican claramente que el emplazamiento de las rocas ígneas estuvo controlado y se vio favorecido por una actividad tectónica contemporánea, de marcado carácter transtensional, dextro (ARANGUREN *et al.*, 1997), compatible con el régimen deformativo rotacional que caracteriza toda la evolución orogénica varisca en la parte suroccidental del Macizo Ibérico (QUESADA, 1991a, 1992), por lo que hay que considerar la intrusión del Batolito de Los Pedroches como un proceso sintectónico tardío y en su mayor parte permitido.

A escala regional las rocas plutónicas definen una alineación, de dirección ONO-ESE, que intruye a favor del núcleo de un anticlinorio de igual dirección, desarrollado durante la primera fase de deformación varisca, única penetrativa que afecta a toda la unidad encajante. Estas relaciones de coincidencia geométrica entre la alineación plutónica y la megaestructura de la Unidad Metasedimentaria no implican ninguna conexión genética ni temporal entre ambos tipos de estructuras, toda vez que la intrusión granítica tuvo lugar con posterioridad a la deformación de su encajante. En nuestra opinión, esta coincidencia debe tener que ver con la existencia en la vertical del batolito de un accidente de zócalo, preexistente, de entidad litosférica, cuya reactivación bajo regímenes tectónicos diferentes durante los diversos estadios de la Orogenia Varisca pudo dar lugar, respectivamente, a la nucleación de un anticlinal (reactivación como rampa) frente a un régimen de esfuerzos compresivos (transpresivos), y a la apertura de fisuras, a favor de las cuales se vio favorecido el ascenso de magmas, frente a un régimen eminentemente extensional (transtensional).

Dentro de la Hoja de Pozoblanco la arquitectura del batolito es bastante compleja, reconociéndose dos episodios principales de intrusión plutónica, así como varios episodios de inyección filoniana. En orden cronológico, la sucesión de procesos mediante los cuales se produjo la formación y el crecimiento de este sector del batolito pueden resumirse como sigue a continuación.

3.2.1. Emplazamiento del grupo plutónico granodiorítico

Las rocas plutónicas de este grupo son las más antiguas que se reconocen en esta zona, siendo además las más ampliamente representadas en la mitad occidental del batolito.

Desde un punto de vista estructural, se trata de rocas por lo general isótropas, en las que únicamente se observan fábricas plano-lineares con carácter local y casi siempre en la proximidad de sus contactos. Estas son de dos tipos; las más frecuentemente observables correspon-

den a orientaciones fluidales de biotita y feldespatos, así como de los enclaves microgranulares tan frecuentes en estas rocas, que definen una fábrica plano-lineal bastante críptica dentro de los primeros metros o decenas de metros a partir de los contactos intrusivos, y subparalela a los mismos, perdiéndose progresivamente hacia el interior del afloramiento granítico. De manera local, se observan también orientaciones de igual naturaleza en algunos afloramientos más internos, que tal vez correspondan a zonas de borde de intrusiones sucesivas o, alternativamente, a límites de celdillas de convección dentro del magma en cristalización, pero su sistematización se ve imposibilitada por falta de continuidad en los afloramientos.

El otro tipo de fábrica visible en las rocas granodioríticas es aún más localizado. De hecho únicamente tiene cierta entidad en la inmediata vecindad del contacto norte del batolito al NO de Torrecampo, allí orientado aproximadamente en dirección E-O buzando de subvertical a 50° al NE (Zona de Cizalla de Conquista de ARANGUREN *et al.*, 1997). Se trata de una fábrica planar, milonítica, variablemente intensa y subvertical, desarrollada en condiciones de alta temperatura, pues no se observa retrogradación de la paragénesis mineral ígnea, pero sin duda con posterioridad a la cristalización de la roca, como queda evidenciado por la cataclasis de feldespatos y la granulación y recristalización de biotita y cuarzo. La anchura visible de esta banda de deformación dúctil es de apenas unas decenas de metros, y su cinemática corresponde a la de un desgarre transtensional dextro, como sugieren la presencia de estructuras S/C y de colas de presión asimétricas, sobre enclaves o clastos de feldespatos. CARRACEDO (1991) cita un afloramiento más extenso, de lo que denomina "granodiorita orientada", dentro de la Hoja de Fuencaliente, entre Conquista y Venta de Azuel. En cualquier caso, este tipo de estructuras pone de manifiesto la existencia de actividad tectónica muy localizada tardía respecto a la cristalización de la granodiorita, en algunos de los bordes de la intrusión.

Con excepción del área deformada que se acaba de comentar, el resto de los contactos del cuerpo granodiorítico con el encajante sedimentario muestran caracteres netamente intrusivos. Al nivel de erosión actual, el contacto norte expuesto en la Hoja de Pozoblanco muestra un buzamiento en torno a 50° hacia el N; es decir, hacia fuera del plutón. Este hecho, junto con la presencia abundante de numerosos filones aplo-pegmatíticos, de espesores decimétricos a métricos, de dirección subparalela al contacto pero ortogonales respecto al buzamiento del mismo, sugieren una posición en la parte superior del cuerpo intrusivo, asumiendo para el mismo una geometría, transversal a su alargamiento máximo, de tipo lacolítico (Fig. 7). En el mismo sentido, parece apuntar la presencia esporádica de facies leucogranodioríticas, con caracteres de magmas residuales ricos en volátiles, asociadas con abundantes filones aplo-pegmatíticos, y que sugieren que el nivel actual de erosión no debe encontrarse muy lejos del techo de la intrusión granodiorítica.

Aparte de las anomalías reseñadas, todas ellas localizadas en las proximidades de sus contactos, la intrusión granodiorítica en su interior presenta una estructura isótropa, muy homogénea, que sugiere que su cristalización tuvo lugar en condiciones de estabilidad tectónica aparente. En nuestra opinión, más que debida a la ausencia de un campo activo de esfuerzos, esta aparente estabilidad debió estar en relación con la localización de los efectos de los mismos en la interfase roca ígnea/roca encajante metasedimentaria, una vez que hubo cristalizado un caparazón externo del plutón de envergadura suficiente para aislar el interior del mismo del campo tectónico regional.

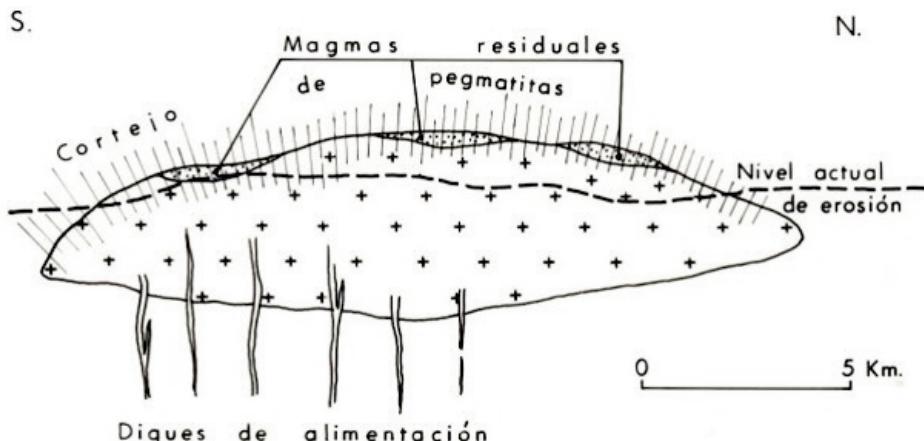


Fig. 7.- Geometría idealizada en sección del plutón granodiorítico

3.2.2. El haz filoniano de pórfidos granodioríticos

Tal y como se indicó al tratar de la estratigrafía de la Unidad Plutónica (véase Capítulo 2.2.1.), la última manifestación reconocida dentro del que denominamos Grupo Granodiorítico, corresponde a diques rellenos de pórfidos de esta composición. Aunque con carácter esporádico existen diques aislados con diversas orientaciones, la mayor parte de los filones de pórfidos granodioríticos en este sector del batolito definen un denso haz, de orientación NNO-SSE en su recorrido dentro de esta hoja, con una anchura máxima en torno a 5 km. Dicho haz filoniano se sigue hacia el S, ya en la vecina hoja de Villanueva de Córdoba (LARREA *et al.*, en prensa b), con la misma orientación hasta llegar al borde intrusivo meridional del cuerpo granodiorítico, girando progresivamente hasta una orientación ONO-ESE, al tiempo que disminuye en anchura, ya dentro del encajante metasedimentario (Fig. 8). Hacia el norte, este haz filoniano se pierde al ser cortado por otro posterior, aún más denso y de composición granítica (véase Capítulo 3.2.4.).

La geometría sigmoidal incompleta que definen en planta los diques subverticales de este haz, demuestra la naturaleza sintectónica del proceso intrusivo en el Batolito de Los Pedroches, a pesar de la pobreza de elementos plano-lineares de estructura que muestran sus rocas. Más aún, permite caracterizar el régimen tectónico regional como transtensivo dextro (LARREA *et al.*, 1996, 1999; CARRACEDO *et al.*, 1997), gobernado por desgarres maestros subverticales, de orientación ONO-ESE. La deformación interna de los bloques litosféricos comprendidos entre dichos desgarres estuvo dominada, al menos durante el desarrollo de la estructura que aquí se describe, por procesos de extensión que permitieron la apertura virtual de fisuras de orientación NNO-SSE, compatibles con el juego dextro de dichos desgarres, a favor de las cuáles se produjo la inyección en niveles corticales someros de los últimos pulsos de magmas granodioríticos de este sector.

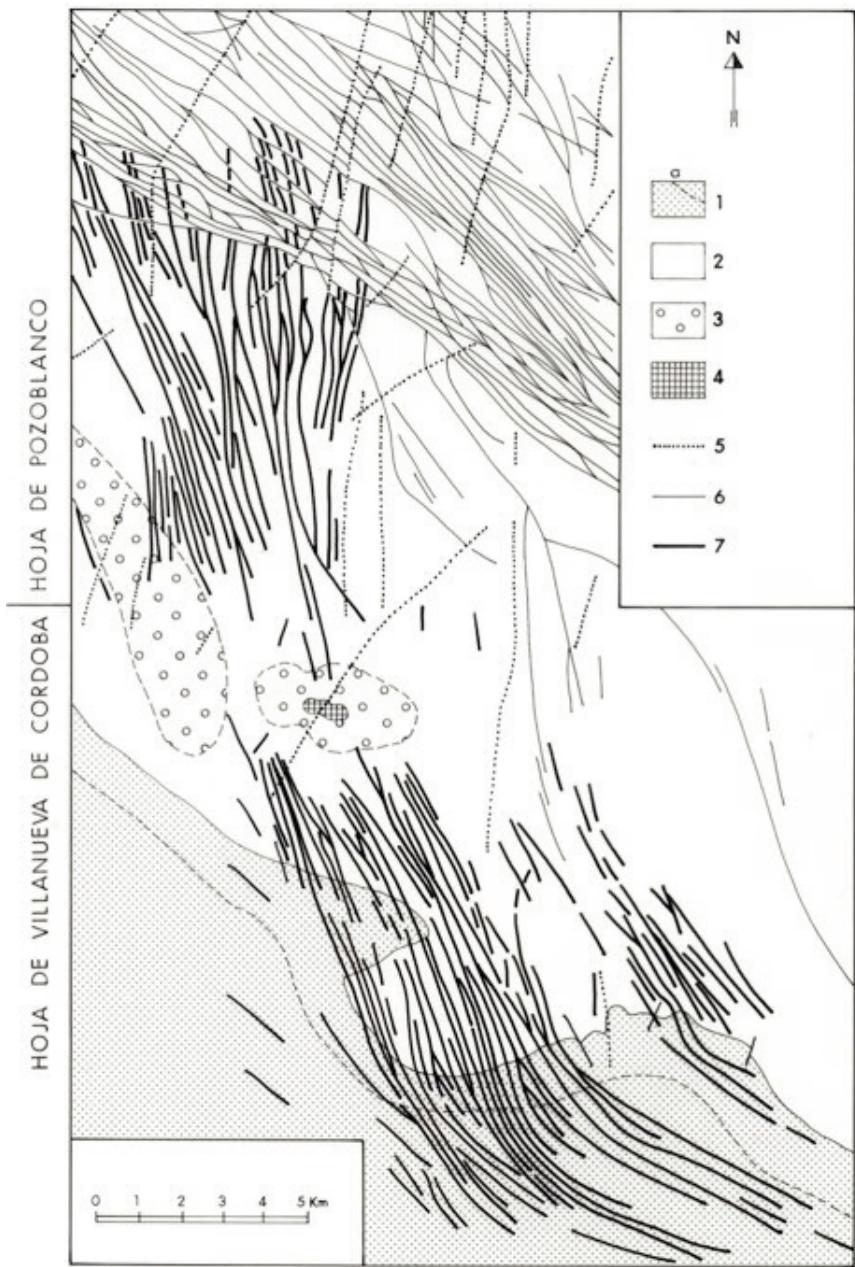


Fig. 8.- Geometría del haz granodiorítico. 1) Metasedimentos. 2) Granodiorita (facies común). 3) Zona de mezcla. 4) Leucogranitos. 5) Filones de cuarzo. 6) Diques de cuarzo. 7) Diques de pórfitos graníticos

Considerados individualmente, los diques de este haz presentan potencias variables entre varios decímetros y varios metros, excepcionalmente llegan a alcanzar espesores decamétricos, habiendo sido exagerada su potencia en la cartografía con el fin de reproducir una imagen visual más evidente. Sus hastiales corresponden a fracturas frágiles muy netas, hecho que sugiere que la fracturación de su encajante y su inyección tuvo lugar cuando aquel estaba ya completamente cristalizado y relativamente frío, esto último también indicado por la existencia de bordes de enfriamiento en algunos de los diques.

Considerados conjuntamente, los diques granodioríticos acumulan una extensión total del sector en que se inyectaron del orden de 10-15 % en dirección orthogonal a su alargamiento.

Inmediatamente al SO del afloramiento del haz de diques granodiorítico aparece una banda, subparalela al mismo, caracterizada por procesos de hibridación de la granodiorita con enclaves (facies común) y la denominada microgranodiorita poiquilitica.

El reconocimiento con carácter local de formas de diques sin-plutónicos de la microgranodiorita inyectándose y deshaciéndose en enclaves dentro de la facies común, sobre todo hacia las partes marginales de la banda, sugiere que la citada microgranodiorita pueda corresponder, al menos en estos afloramientos, a inyecciones de líquidos granodioríticos, pero en este caso dentro de una masa aún no cristalizada totalmente, con la que se hibridaron. En nuestra opinión, esta banda de mezcla puede corresponder a un estadio precoz en el proceso de extensión e inyección magmática registrado por el haz de diques que se acaba de describir o, alternativamente, una parte del mismo proceso pero afectando a una parte de la cámara magmática granodiorítica aún en vías de cristalización.

La conclusión más importante que puede extraerse de esta estructura es la constatación del papel fundamental, tal vez único, de los procesos de propagación de fracturas extensionales, en régimen transtensivo, acompañados de inyección magmática, en el crecimiento del Batolito de Los Pedroches, al menos durante esta fase. Probablemente, procesos similares a éstos fueron también importantes durante el ascenso y crecimiento de la masa granodiorítica principal, si bien sus evidencias estructurales habrían sido borradas por procesos de convección magmática muy intensos, en tanto existiera un gradiente térmico entre la cámara magmática en cristalización y su encajante metasedimentario, como parece sugerir la presencia abundante de enclaves de composición microgranodiorítica, en la facies común. La evidencia estructural de la propagación de fracturas a través del magma en cristalización únicamente habría quedado preservada a partir del momento en que el comportamiento reológico del mismo, consecuencia del aumento de la fracción sólida respecto a la fundida, hubiese inhibido la intensidad de los procesos de convección y, consiguientemente, su capacidad de disgregar mecánicamente y mezclar íntimamente las sucesivas inyecciones de magma nuevo que alcanzaban la cámara magmática.

3.2.3. Emplazamiento y estructura de los plutones graníticos circunscritos

Tal vez el rasgo más llamativo de la estructura del Batolito de Los Pedroches en su afloramiento actual, sea su asimetría en cuanto a la distribución de los diversos grupos litológicos que han sido descritos anteriormente (véase Capítulo 2.2), con predominio de rocas del grupo granodiorítico en su mitad occidental y del grupo granítico-adamellítico en la mitad oriental (Fig. 2). Esta diferencia no es solo litológica sino que se extiende también a las relaciones entre los diversos tipos; así, mientras en la parte oriental los dos tipos litológicos muestran evidencias de emplazamiento casi simultáneo, con numerosas zonas de hibridación mutua en

sus zonas de contacto respectivas, en la mitad occidental, las rocas del grupo adamellítico-granítico aparecen siempre en plutones circunscritos netamente intrusivos, con carácter tardío, tanto en la granodiorita, previamente cristalizada y fría, como en el encajante carbonífero metasedimentario.

La zona de tránsito entre ambos sectores del batolito está expuesta en la vecina Hoja de Cardeña, inmediatamente al SE de la de Pozoblanco. Esta última, que aquí nos interesa, pertenece ya al sector occidental e incluye partes extensas de dos de dichos plutones granítico-adamellíticos circunscritos (plutones de El Guijo y Mogabar), ambos situados en la mitad septentrional del batolito en esta transversal.

Ambos plutones presentan algunas características comunes, tales como, su forma subelíptica, dimensiones kilométricas, semejanza litológica y transgredir el límite externo septentrional del plutón granodiorítico. Sin embargo, presentan también notables diferencias, sobre todo de índole estructural.

Plutón de El Guijo

El plutón de El Guijo, del que únicamente aparece representada en la hoja su mitad suroriental, extendiéndose hacia el NO a través de las hojas de El Viso (INSÚA *et al.*, 2004); San Benito (MIRA *et al.*, 1986) e Hinojosa del Duque (RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, 1990) muestra una estructura zonada de las rocas graníticas hacia el centro del plutón, que de hecho corresponde a una zonación en vertical, tal y como se deduce del análisis de la fábrica interna que se describe a continuación. La zona más externa, y a la vez más extensa, corresponde a afloramientos de granito biotítico porfídico de grano grueso a muy grueso. Con contactos graduales con la precedente, se define una zona más interna constituida por un granito biotítico porfídico, similar composicionalmente al anterior, pero con tamaño de grano de la matriz que evoluciona desde tamaño medio a fino hacia el centro del plutón. Finalmente, la zona más interna aparece ocupada por microgranitos biotíticos y leucogranitos, también con contacto transicional, aunque rápido (en apenas 2-3 m desaparecen los megacristales de feldespato que caracterizan a la roca anterior, apareciendo en su lugar abundantes cavidades miarolíticas).

Los granitos biotíticos porfídicos que constituyen las dos zonas más externas presentan una anisotropía textural que permite definir una fábrica magmática, a veces plano-lineal, pero sobre todo lineal, por la orientación de megacristales feldespáticos, cuya distribución esquemática en planta y corte se recoge en la Fig. 9. Del análisis de esta figura puede deducirse que la zonación centrípeta que muestra la cartografía es solo aparente y corresponde en realidad a una zonación vertical, representando en nuestra opinión, la facies biotítica porfídica de grano fino una facies de borde, de enfriamiento rápido, localizada en la zona de cúpula del plutón granítico.

La estructura actual podría explicarse por un colapso de dicha zona de cúpula hacia el interior de la cámara magmática, acompañado de una migración del líquido residual, muy diferenciado y rico en fases volátiles, hacia el hueco virtual que dicho colapso habría producido, donde finalmente habrían cristalizado los microgranitos y leucogranitos que constituyen la zona más interna.

Aunque con los datos disponibles resulta altamente especulativo, se sugiere de manera tentativa que dicho colapso pudo realizarse a favor de un sistema anular de fracturas. Esta hipótesis viene sustentada por la distribución de las rocas microadamellíticas, muy minoritarias en

este plutón, que aparecen como inyecciones sin-plutónicas con una geometría groseramente anular (Fig. 9).

Otro rasgo particular de relevancia estructural en el plutón de El Guijo es el constituido por la naturaleza de sus contactos.

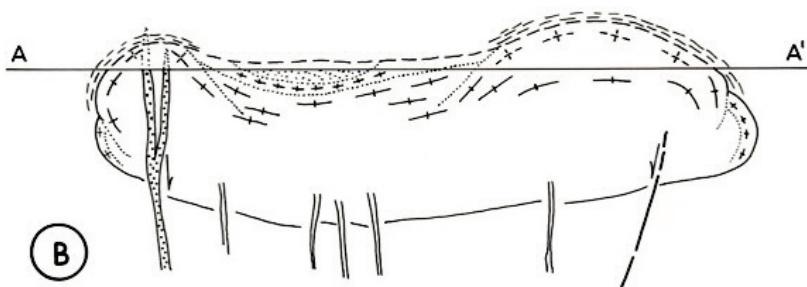
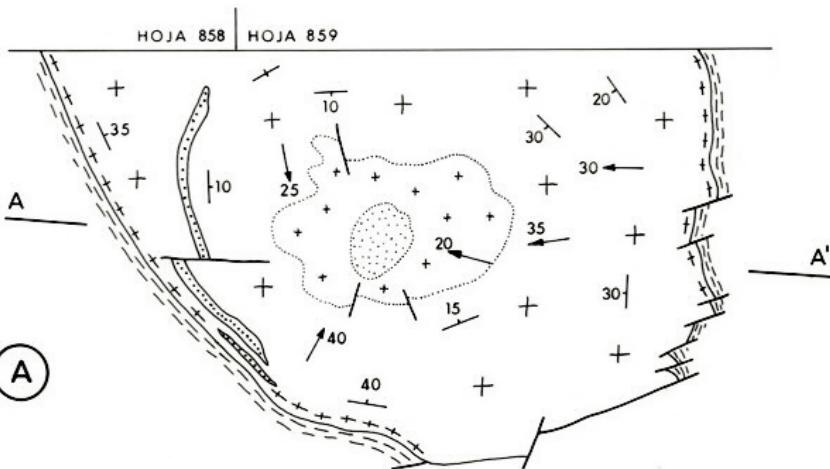
Estos son netamente intrusivos en las granodioritas, dentro de nuestra hoja, si bien llegan a intruir también en el encajante carbonífero hacia el NO. La peculiaridad del contacto de este plutón, que lo diferencia del contacto, también intrusivo, del plutón de Mogabar, es que en el caso que nos ocupa existen evidencias de intrusión forzada, materializadas por el desarrollo de estructuras deformativas paralelas al contacto, tanto en el borde externo del plutón como en su encajante granodiorítico. En ambos casos se desarrolla una fábrica plano-lineal, muy penetrativa, con características geométricas similares, pero con un marcado contraste de mecanismos de deformación en uno y otro caso.

En el propio plutón de El Guijo, en las primeras decenas de metros inmediatamente adyacentes al contacto, que es generalmente subvertical, el granito biotítico porfídico presenta una foliación magmática marcada, que se difumina progresivamente hacia el interior del plutón. Sobre esta foliación, definida sobre todo por la orientación preferencial de los cristales de biotita, existe una lineación mineral aún más notoria, definida por el alargamiento de los megacristales de feldespato. Aunque esta lineación presenta orientaciones muy variables de unos afloramientos a otros, pero siempre dentro del plano de foliación magmática, predominan con mucho las orientaciones con fuerte inclinación, incluso subverticales. Esta fábrica que se acaba de describir corresponde, sin ningún género de dudas, a una estructura adquirida en estado magmático toda vez que no existe retrogradación de la paragénesis mineral ígnea, ni evidencia clara de deformación cristalina, que se limita a extinción ondulante del cuarzo.

En la granodiorita encajante, por el contrario, la fábrica desarrollada, también en una distancia de apenas un centenar de metros del contacto y con características geométricas semejantes, corresponde a una deformación milonítica, muy heterogénea, a favor de la cual se produjo retrogradación parcial de la mineralogía ígnea, a una paragénesis de menor temperatura. En la inmediata vecindad del contacto, con una deformación más penetrativa, se produjo una episienitización localizada y parcial de la granodiorita. En zonas más externas, más heterogéneamente deformadas, la retrogradación condujo a la formación de clorita, epidota y sericita a partir de los minerales primarios. En el primer caso, la estructura asociada, muy penetrativa, fue de tipo S/C. En el segundo caso, se trata de bandas de cizalla, de espesores centimétricos a métricos, que aíslan bloques poco o nada deformados. En ambos casos la cinemática que se puede deducir indica ascenso del plutón de El Guijo respecto a su encajante granodiorítico.

Texturalmente, la deformación de la granodiorita en el entorno del contacto, lleva asociada reducción de tamaño de grano, sobre todo de cuarzo y biotita, localmente muy granulados, cataclasis de los cristales de feldespatos y, localmente, recristalización de cuarzo en "ribbons". Las rocas producidas por esta deformación varían entre cataclasitas, milonitas y ultramilonitas, y colectivamente indican que la granodiorita se encontraba totalmente cristalizada y fría cuando se produjo la intrusión del plutón granítico.

El reconocimiento de las evidencias estructurales que se acaban de describir sugiere un mecanismo de desenraizamiento diapírico en los márgenes del plutón de El Guijo, tal vez durante la etapa de colapso que anteriormente se ha invocado. La superposición de ambos procesos habría conducido a la formación de la estructura que se esquematiza en la Figura 9B.



[+] + Granito biotítico porfídico grano grueso

[+] + + Granito biotítico porfídico grano fino

[...] Leucogranito

[30/20] Foliación / Lineación magmática

— Deformación milonítica en encajante

Fig. 9.- Esquema del plutón de El Guijo en planta y corte

Plutón de Mogabar

A diferencia del plutón de El Guijo, los contactos del plutón de Mogabar, no muestran evidencias estructurales de deformación significativa, simultánea a su intrusión, por lo que puede descartarse que los mecanismos de desenraizamiento diapírico hayan jugado un papel importante en el emplazamiento superficial de este plutón. Por el contrario, hay que considerar, como en el caso de las granodioritas, que su intrusión fue un proceso eminentemente "permitido".

Tampoco se observa ningún tipo de zonación definida dentro del plutón de Mogabar, como no sea la relación de proximidad espacial entre afloramientos de leucogranitos y de microadamelíticas. Dentro de la masa de granitos biotíticos porfídicos, ampliamente mayoritaria en el nivel actualmente expuesto, se observan variaciones sutiles en el tamaño de grano de la matriz, pero en este caso, ni son muy extremas, ni parecen seguir una pauta geométrica determinada, con la excepción de una ligera reducción de tamaño de grano, tanto de la matriz como de los megacristales feldespáticos, hacia la zona más externa del plutón. Esta reducción es de un valor tan reducido y además, rocas idénticas afloran en el interior del plutón, que se ha optado por no diferenciar una facies de borde en cartografía, aunque si conviene dejar aquí constancia del hecho.

Al igual que en el plutón de El Guijo, la marcada bimodalidad de tamaño de grano en las rocas porfídicas favorece la visualización de fábricas fluidales, sobre todo lineales. Resalta en este plutón la existencia de dominios muy diferentes, incluso a la escala del afloramiento, encontrándose bandas con una linearidad mineral muy evidente entre otras sin fábrica aparente. En las bandas en que es visible, la orientación de la lineación y, eventualmente foliación magmáticas, es muy variable, incluso dentro de un mismo afloramiento, sin que hayamos sido capaces de reconocer ningún patrón geométrico general. Interpretamos este hecho en relación con el aislamiento respecto del campo regional de esfuerzos, del interior del plutón durante su cristalización, siendo debida la estructura fluidal tan heterogénea a las irregularidades del régimen interno de convección térmica dentro de la cámara magmática. La única excepción corresponde a los bordes occidental y septentrional en los que, de manera sistemática, las fábricas fluidales paralelizan al contacto. En nuestra opinión, tanto la homogeneidad facial como la ausencia de un patrón estructural definido sugieren que el nivel actual de erosión ha expuesto niveles internos del plutón, relativamente alejados de su zona de cúpula, donde previsiblemente existiría una orientación de la fábrica magmática paralela a la misma, como la que se observa en los contactos intrusivos de este mismo plutón, o en el techo del plutón de El Guijo (Fig. 9).

Sin duda, el rasgo estructural más interesante en el plutón de Mogabar corresponde al afloramiento de las rocas microadamelíticas que aparecen en sectores centrales del mismo. Como se ha indicado anteriormente (Capítulo 2.2.2.), estas rocas afloran con características estructurales algo diferentes en dos dominios. En el dominio occidental, constituyen un cuerpo tabular de espesor próximo al centenar de metros y buzamiento suave hacia el ESE, intercalado con contactos netos entre los granitos biotíticos porfídicos mayoritarios. Con frecuencia entre ambos tipos de rocas, y sobre todo a techo de las microadamelíticas, se disponen cuerpos, también tabulares de leucogranitos muy moscovíticos, cuyo ejemplo más característico es el que aflora en el Cerro Mogabar, que da nombre al plutón en su conjunto.

En el dominio oriental, por su parte, los afloramientos microadamelíticos flotan sobre el granito biotítico porfídico, a través de un contacto neto y subhorizontal, no estando expuesto

en ninguna localidad el contacto superior de los mismos, por erosión.

En nuestra opinión, ambos dominios representaban en origen un único cuerpo microadaméllítico, tabular y subhorizontal ("sill" o lacolito) explicándose la diferencia actualmente existente entre ellos invocando el juego tardío de la zona de falla del Arroyo Ovejuelo, a favor del cual el dominio (bloque) occidental habría sido hundido y basculado respecto del oriental.

La intrusión de la lámina microadamellítica se produjo, sin ningún género de dudas, una vez que el granito encajante estaba totalmente cristalizado (o casi), y algo más frío que el líquido adamellítico, como sugieren, por una parte, los contactos netos, que localmente son incluso secantes respecto a la fábrica interna del granito porfidico, y, por otra, el tamaño de grano fino, sobre todo en sus bordes, de la matriz de la intrusión adamellítica. El carácter, también porfidico, de estas últimas rocas permite visualizar fábricas lineares dentro de las mismas, que en este caso son siempre subparalelas a sus contactos.

En la Fig. 10 se presenta un corte esquemático, interpretativo del desarrollo de la estructura interna del plutón de Mogabar en dos etapas sucesivas. En el Estadio 1, la inyección de la lámina adamellítica se interpreta como consecuencia del colapso de la base del plutón superficial en su cámara magmática de alimentación, más profunda, migrando gravitatoriamente hacia arriba el líquido que en ese momento ocupaba ésta, hasta ocupar el espacio abierto en el techo del bloque colapsado. El Estadio 2 representa la estructura actual, que incluye los afloramientos de leucogranitos moscovíticos, interpretados como productos de la cristalización de magmas residuales, muy diferenciados, que habrían migrado hacia la interfase superior de la lámina adamellítica, durante las etapas finales de la cristalización del plutón de Mogabar, tal vez favorecida dicha migración por reactivación tardía de la estructura de colapso previamente invocada.

En resumen, aunque con diferencias en el detalle respecto a los procesos de emplazamiento superficial y crecimiento, los dos plutones que se acaban de revisar caracterizan una etapa de desenraizamiento masivo y concentración superficial, de magmas graníticos y adamellíticos procedentes de cámaras magmáticas basicorticales, durante una etapa de actividad tectónica extensional (transtensional) renovada, tal y como sugieren la estructura interna de los mismos y su relación con la intensa actividad de inyección filoniana, de composiciones idénticas, que se describe a continuación.

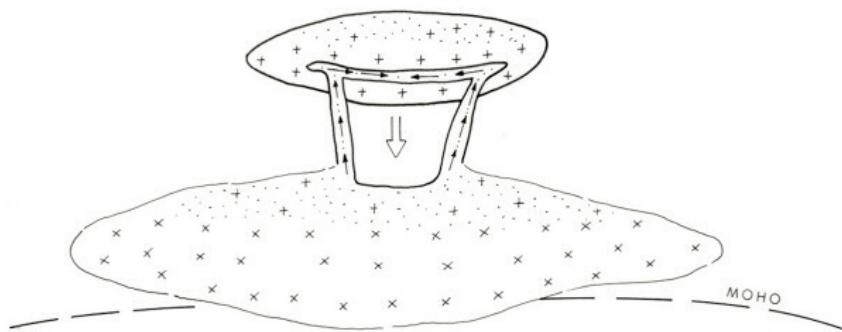
3.2.4. El haz filoniano de pórfidos graníticos-adamellíticos

Uno de los rasgos estructurales más espectaculares del Batolito de Los Pedroches, es sin duda, la presencia de un densísimo haz de diques de pórfidos graníticos (mayoritarios) y adamellíticos que se extiende, con una longitud superior a 120 km, en dirección NO-SE, desde el este de Belalcázar en la Hoja de Hinojosa del Duque, hasta el Valle del Guadalquivir, al este de Andújar.

La geometría de conjunto de este haz filoniano es ligeramente oblicua respecto al alargamiento del batolito, subvertical y suavemente sigmoidal (Fig. 11), paralelizándose a la estructura regional del encajante de forma progresiva al salir del afloramiento ígneo.

Superficie

A



Superficie

B

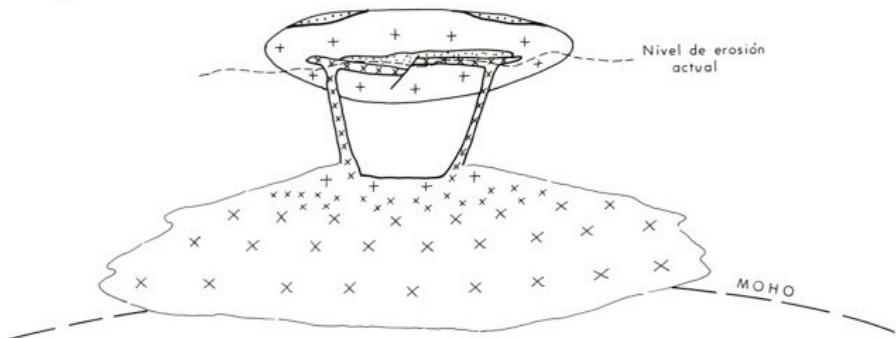


Fig. 10.- Corte esquemático, interpretativo del desarrollo de la estructura interna del plutón de Mogábar

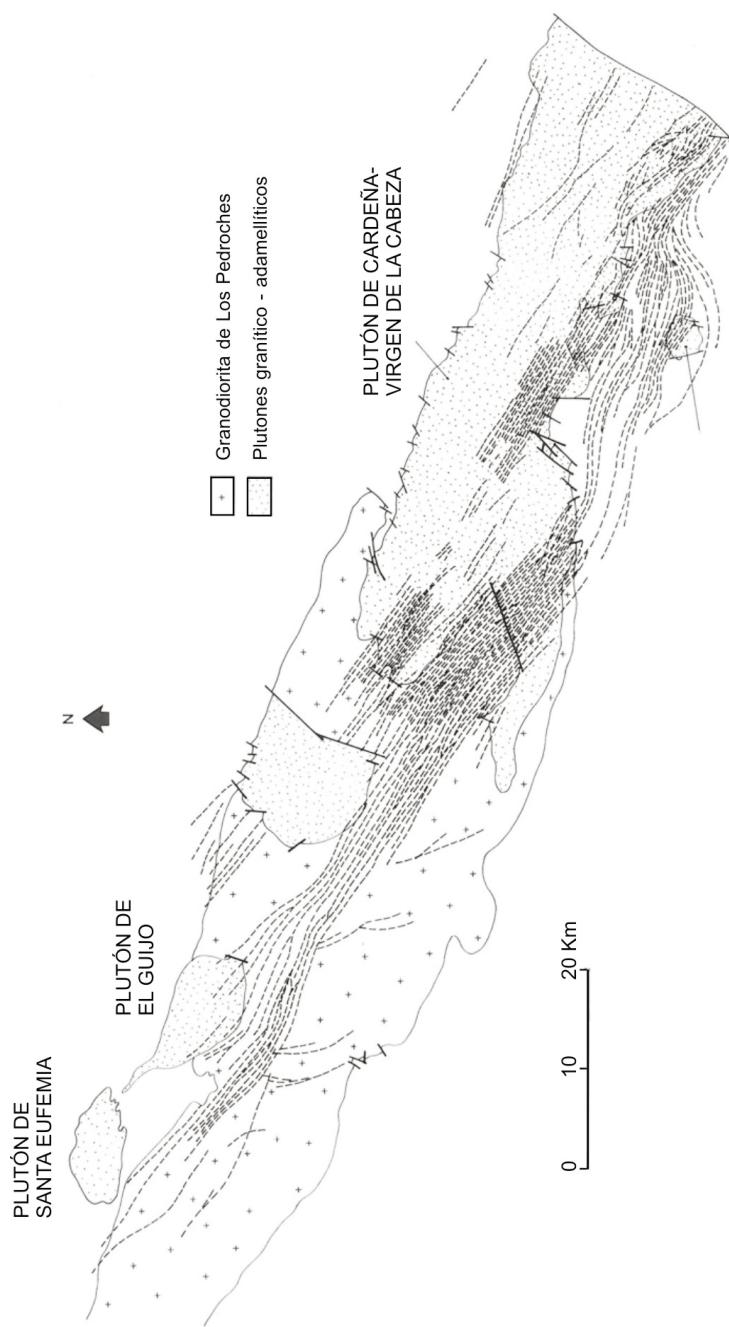


Fig. 11.- Esquema cartográfico del *haz* de pórfidos ácidos del Batolito de Los Pedroches

Sin ningún género de dudas, y al igual que se describió al tratar del haz de pórfidos granodioríticos, el desarrollo de este denso haz filoniano representa un episodio de actividad tectónica transtensiva intensa, que permitió la inyección hacia niveles corticales someros, a favor de fisuras tensionales, de magmas graníticos y adamellíticos procedentes de una cámara magmática profunda (¿basicortical?).

La generación de tales fisuras tensionales y la geometría sigmoidal de conjunto del haz filoniano, indican el importante papel desempeñado por procesos de partición de la deformación durante este evento, con una actividad eminentemente transcurrente a favor de lineamientos maestros, y deformación interna puramente extensional en los bloques comprendidos entre los mismos.

Considerados individualmente, los diques de este haz tienen espesores variables entre unos pocos decímetros y pocas decenas de metros, predominando los espesores métricos. Con mucha frecuencia presentan geometrías anastomosadas aislando cuerpos prismáticos de roca encajante entre ellos, a escalas meso y macroscópica. También es frecuente observar inyecciones de dique en dique, hecho que habla claramente de la intensidad del proceso extensional. Considerados en conjunto, el haz de diques, que llega a alcanzar una anchura total superior a 10 km, con un promedio en torno a 7-8 km en sus sectores centrales, representa una extensión acumulada, normal a su alargamiento, que varía entre 20-50%.

3.3. FRACTURACION TARDIVARISCA

El último evento deformativo varisco que puede reconocerse en el entorno del Batolito de Los Pedroches, corresponde a una etapa de fracturación frágil, muy intensa, posterior a la cristalización de todas las rocas ígneas de la región. La ausencia de depósitos coetáneos impide una datación precisa de este evento, si bien numerosas fallas de las que aquí se describen aparecen fosilizadas por depósitos triásicos en la terminación oriental del batolito en el área de Andújar (LARREA *et al.*, 2013). Así pues, su desarrollo principal debió tener lugar entre la cristalización de las rocas del batolito y la base de Trías; es decir, durante el intervalo Stephanense-Pérmico, que coincide con lo que se ha dado en llamar etapa “tardihercínica” (ARTHAUD y MATTE, 1977).

El comienzo de este evento deformativo viene mejor constreñido temporalmente por la presencia de un relleno hidrotermal, principalmente de cuarzo, en numerosas fracturas, que tiene su desarrollo más importante cuando éstas transcurren a través, o en la inmediata vecindad, del Batolito de Los Pedroches. Esta coincidencia espacial entre relleno hidrotermal de las fracturas y encajante granítico, o proximidad a él, tiene como explicación más plausible que la fracturación comenzase a generarse cuando el batolito, si bien totalmente cristalizado en los niveles actualmente expuestos, todavía representaba una anomalía térmica positiva respecto de su encajante metasedimentario, existiendo una importante circulación hidrotermal que se habría visto favorecida notablemente por la propagación de las fracturas que aquí tratamos.

La mayor parte de los numerosos indicios mineros que existen en el batolito y su entorno, aparecen en relación con el relleno hidrotermal de las fracturas de esta etapa tardía de deformación varisca.

En la Hoja de Pozoblanco, al igual que en toda la mitad oriental del Batolito de Los Pedroches las estructuras de esta etapa están muy bien representadas, resaltando la continuidad kilo-

métrica de los filones hidrotermales a través de las rocas ígneas, que se desvanecen y adelgazan en apenas unos centenares de metros al armar en la unidad metasedimentaria encajante. Los espesores de estos filones son muy variables, alcanzando localmente potencias decamétricas, aunque por lo general no exceden de unos pocos metros. Con frecuencia el relleno hidrotermal de los filones presenta geometrías arrostriadas y lleva asociada una alteración moderada de sus hastiales (principalmente silificación), que no supera por lo general uno o dos metros de potencia.

Desde el punto de vista geométrico, todas las fracturas de esta fase presentan buzamientos fuertes o subverticales y, por su orientación, se distinguen tres lotes principales (Fig. 12A), con representación e importancia relativa variables según los sectores del batolito que se consideren.

- 1) Fallas y fracturas con direcciones que varían entre N-S y N50°E.
- 2) Fallas y fracturas de orientaciones comprendidas entre N130°E y N170°E.
- 3) Fallas y fracturas de direcciones variables entre N80°E y N120°E. Las fracturas de este lote son por lo general mucho menos abundantes que las de los otros dos.

Las relaciones de corte entre fallas de los tres lotes indican la coetaneidad de los mismos, toda vez que se observan como estructuras individuales de cada uno de ellos cortan, son cortados, o ambas cosas a la vez, por representantes de los otros dos grupos. Tanto en la hoja que nos ocupa, como a la escala del conjunto del batolito, los rellenos hidrotermales de cuarzo arman preferentemente en fracturas del primero de los lotes (N-S a N50E) y, en mucha menor proporción en las de su conjugado (N130-170E).

Considerando que existe una cierta coincidencia entre las distintas etapas de generación de diques y los lotes de fracturas descritos, cabe la posibilidad de que todos ellos se puedan relacionar mediante un solo proceso deformativo. La secuencia sería la siguiente:

En primer lugar, desde un punto de vista cinemático (Fig. 12B), todas las fracturas muestran evidencias de un juego sinistro, con una componente extensional marcada en el caso del primero de los lotes.

Conviene destacar que las orientaciones de los haces de diques descritos con anterioridad (Epígrafes 3.2.2. y 3.2.4., respectivamente) coinciden con las de dos de los lotes de fracturas tardihercínicas. Esta coincidencia sugiere la persistencia del régimen tectónico de transpresión sinistra durante todo el período que tales eventos abarcaron. Significativamente, la diferencia más notable reside en el cambio en la orientación del eje de extensión máxima del elipsode de deformación, que favoreció el comportamiento como fracturas abiertas del lote de orientación N130°-170°E durante la inyección de los pórpidos granodioríticos; este comportamiento fue transferido al de orientación N80°-120°E durante el emplazamiento de los pórpidos granítico-adamellíticos, para finalmente pasar al lote N0°-50°E durante este evento más tardío (rellenos hidrotermales de cuarzo).

El primero de los cambios puede interpretarse mediante una rotación antihoraria del elipsode, compatible con el régimen sinistro de transpresión (Fig. 12C), en tanto que el segundo implica además una inversión entre los ejes principales de dicho elipsode (Fig. 12D), hecho que atestigua la atenuación en intensidad de la componente compresiva de esfuerzo.

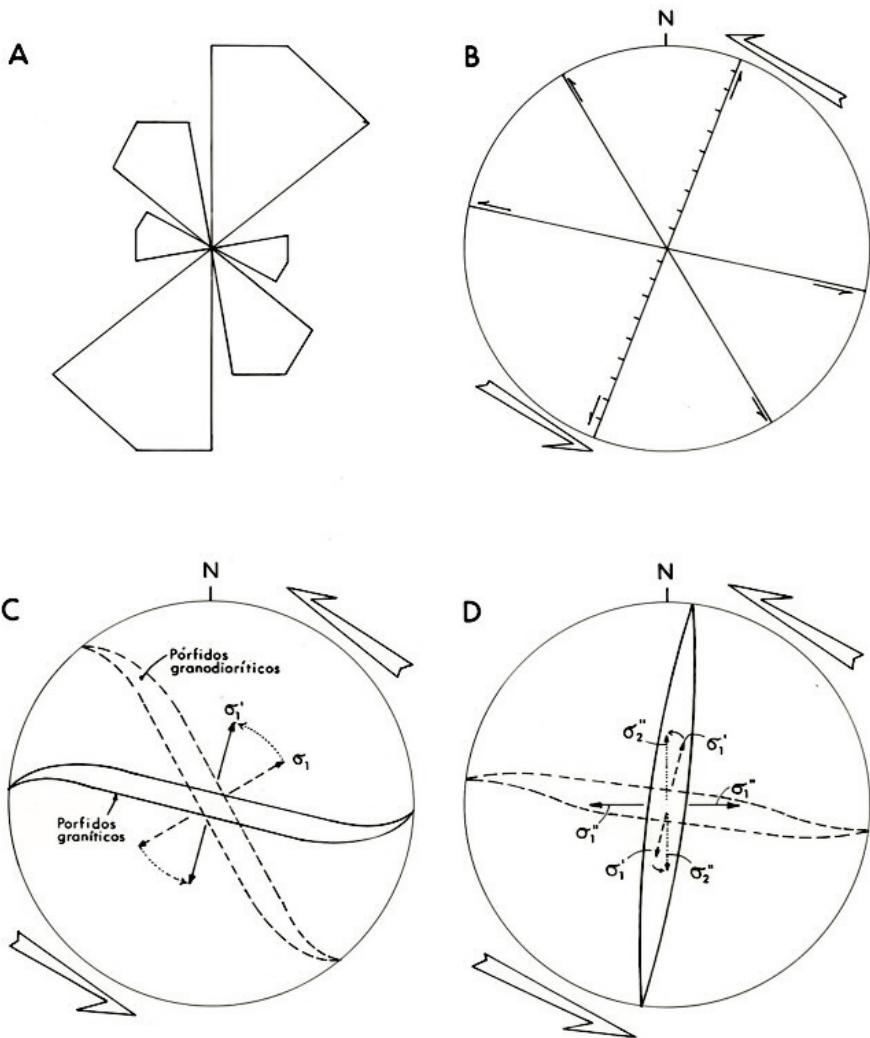


Fig. 12.- Orientación y posible interpretación cinemática del episodio de fracturación tardí-varisca

Por otra parte, aunque algunas de estas fracturas coinciden en dirección con la de los haces de diques, se observa que en algunos casos los cortan, a veces con saltos cartografiados. Por tanto, otra posible explicación es que la fracturación tardí-varisca sea posterior a la intrusión de todas las rocas ígneas, teniendo en cuenta, además, que esta fracturación está presente en todo el S del Macizo Ibérico y obedece a una etapa de compresión con el eje mayor N-S subhorizontal.

Los desplazamientos observados a favor de estas fracturas son por lo general modestos, predominando los saltos, tanto en la vertical como en la horizontal, de orden decamétrico, aunque no son raros los de escala hectométrica.

3.4. RECAPITULACIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL

A pesar de lo limitado del registro geológico expuesto en la Hoja de Pozoblanco, la ordenación temporal de estructuras descritas, junto con sus características geométricas y cinemáticas respectivas, permiten extraer conclusiones de alcance regional relativas a la evolución tectónica de la parte meridional del Macizo Ibérico durante el proceso orogénico varisco. Sobre todas ellas, resalta de manera preponderante la constatación de la naturaleza oblicua (sinistra) del proceso de convergencia durante toda su duración, como también es el caso en el resto de la mitad meridional del Macizo Ibérico (zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa; QUESADA *et al.*, 1991). Este hecho sugiere una continuidad espacial de las condiciones de deformación en dichas zonas, a pesar de la notable diversidad cronológica y geométrica de las estructuras desarrolladas en cada caso, dependientes de condicionantes locales tales como su situación respecto a la zona de sutura u otros accidentes importantes, o el nivel cortical actualmente expuesto en cada una de ellas.

El área que nos ocupa, alejada de la sutura varisca, que se situaría en el margen meridional de la Zona de Ossa-Morena (RIBEIRO *et al.*, 1990; QUESADA *et al.*, 1991), tiene características de una zona externa, y fue alcanzada por la onda orogénica más tardíamente que las zonas internas (Zona de Ossa-Morena), donde la actividad tectónica varisca comenzó durante el Devónico inferior-medio (DALLMEYER y QUESADA, 1992). Aquí, la primera expresión de dicha actividad viene materializada durante el Carbonífero inferior por la formación de la cuenca sin-orogénica de Los Pedroches, y en su conjunto, pueden considerarse cuatro etapas sucesivas.

3.4.1. Generación de la cuenca de Los Pedroches

Este primer evento varisco no tiene expresión estructural directa en el área de la Hoja de Pozoblanco. Viene, sin embargo, muy claramente expresado por el cambio brusco en las condiciones de sedimentación, que pasaron de las condiciones de plataforma somera, muy estables, reinantes durante todo el Paleozoico inferior, a las de una cuenca turbidítica, muy subsidente, durante este estadio.

De acuerdo con la información regional disponible (GABALDÓN *et al.*, 1985; QUESADA *et al.*, 1990; QUESADA, 1991b) la cuenca de Los Pedroches presenta una marcada asimetría en sentido transversal a su alargamiento, con un margen activo en el sur, ubicado en la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, y un margen pasivo al norte, no muy alejado del afloramiento en la Hoja de Pozoblanco. La subsidencia elevada que representa el potente depósito turbidítico en un lapso temporal relativamente corto; compárense los más de 3000 m de "culm" en la vecina Hoja de San Benito (MIRA *et al.*, 1986), durante el intervalo Viseense superior-Namuriense basal (\approx 10 Ma.), con los apenas 1500 m de sedimentos correspondientes a la plataforma del Paleozoico inferior (\approx 150 Ma.); estaría relacionada con el hundimiento elástico o visco-elástico del margen meridional de la Zona Centroibérica producido por una etapa extensional, posterior al cabalgamiento con vergencia sur, sobre la Zona de Ossa-Morena. El cabalgamiento viene representado en la actualidad por la sutura de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, y la extensión está representada por la Falla de Matachel (Hoja nº 879 Peñarroya-Pueblo Nuevo).

El margen pasivo se habría establecido sobre una zona elevada, y la transición entre las áreas de cuenca, subsidentes, y el margen elevado probablemente se produjo a favor de un sistema de fallas normales escalonadas hacia el depocentro de la misma.

En nuestra opinión, la falla que hemos denominado Cabalgamiento de Santa Eufemia, que separa las dos unidades estructurales que forman la Unidad Metasedimentaria (véase Epígrafe 3.1.), debe representar una de dichas fallas normales, invertida durante la deformación subsiguiente de la cuenca que se describirá más adelante. La evidencia principal que justifica esta interpretación es múltiple: por una parte, existe un cambio de espesor notable en el “culm” a ambos lados de la misma y, por otra, la erosión de la sucesión de plataforma previa al depósito del “culm”, implica que el bloque septentrional haya permanecido elevado y eventualmente haya sido erosionado con anterioridad a dicho depósito, hasta al menos el Viseense superior, edad de las series de plataforma más jóvenes bajo la discordancia en la hoja de Hinojosa del Duque (RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, 1990). La interpretación más simple de este hecho, es considerar que el bloque septentrional estuviese sometido a levantamiento hasta el Viseense superior, siendo hundido posteriormente al migrar el hundimiento de la cuenca hacia el norte.

Todas las características que se han comentado respecto a la cuenca de Los Pedroches, son típicas de cuencas extensionales, como lo evidencia la presencia de un importante vulcanismo básico en la base de la serie carbonífera (“culm” del Guadalbarbo, PÉREZ LORENTE, 1979). Además, la deformación del relleno “culm” de la cuenca tuvo lugar en condiciones metamórficas más elevadas que las de su sustrato en el borde norte, hecho que sugiere un gradiente geotérmico más alto, únicamente explicable por adelgazamiento de la corteza bajo la cuenca.

La descompresión ligada a la extensión, podría haber disparado mecanismos de fusión parcial en el manto superior, responsables de la actividad ígnea bimodal que forma las alineaciones volcánicas aludidas, que a su vez habrían ayudado a incrementar el gradiente geotérmico por conducción, a su paso a través de la corteza y producir un aumento de las condiciones metamórficas que afectan al “culm”.

3.4.2. Inversión de la cuenca de Los Pedroches

El avance hacia el N (zonas externas) de los procesos deformativos variscos, responsables del relleno de la misma, da lugar a la primera etapa de deformación, tanto en los materiales de la cuenca como de sus márgenes. Además de formarse las estructuras de plegamiento y esquistosidad que se han descrito anteriormente (Véase epígrafe 3.1.), tiene especial interés la reactivación (inversión) como cabalgamientos de accidentes extensionales previos, tales como la Falla de Santa Eufemia, que acomodaron toda la subsidencia de la unidad “culm” frente a la unidad de plataforma situada al norte, durante el depósito de la sucesión turbidítica; o los canales de efusión del vulcanismo bimodal que aparece en otros sectores de la cuenca (cabalgamiento de la unidad volcanosedimentaria de Guadalbarbo sobre la unidad “culm” en la vecina hoja de Villanueva de Córdoba; LARREA *et al.*, en prensa b).

Conviene resaltar que el episodio de inversión tectónica de la cuenca de Los Pedroches, se produce en un régimen de convergencia oblicua, puesto de manifiesto fundamentalmente por la transectación sinistra de los pliegues por su esquistosidad cogenética.

3.4.3. Emplazamiento del Batolito de Los Pedroches

Con posterioridad a la deformación penetrativa de la cuenca “culm”, tuvo lugar el emplazamiento en niveles corticales someros del complejo ígneo que constituye el Batolito de Los Pedroches. Tanto la geometría de las diversas unidades plutónicas y filonianas, como el carácter eminentemente permitido de su intrusión, sugieren de nuevo la presencia de un régimen tectónico transtensivo en el sector que nos ocupa. La importancia de los haces filonianos y el carácter sin-plutónico de algunos de ellos, indican que el ascenso de los magmas desde sus áreas fuente estuvo controlado principalmente por mecanismos de propagación de fracturas tensionales a través de la corteza.

El crecimiento lateral del batolito debió producirse en una altura de la corteza en que la combinación de los factores limitantes del ascenso (carga litostática, aumento de la viscosidad del propio magma en enfriamiento/cristalización) equilibraron la fuerza ascensional (gravitatoria) del fundido, generándose así la estructura lacolítica que presenta el batolito en sección transversal.

3.4.4. Fracturación tardivarisca

El cambio del régimen tectónico de convergencia oblicua por otro diferente, viene puesto de manifiesto por la densa red de fracturas frágiles que se ha descrito en el apartado 3.3. Aparte de su importancia como canalizadora de la mayor parte de los yacimientos minerales en el entorno del batolito, el interés de estas estructuras viene dado por la evidencia que proporcionan sobre el decaimiento en intensidad del proceso orogénico. Este viene marcado por el cambio de la dirección de extensión, respecto de la etapa anterior de inyección del haz de diques ácidos, con la aparición del eje de máxima extensión regional en la dirección E-O y el comportamiento frágil de los materiales.

4. PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA

En el capítulo de Estratigrafía se ha presentado un esbozo de las características de petrología sedimentaria de las diversas formaciones que constituyen la Unidad Metasedimentaria. No se han comentado hasta ahora, sin embargo, los rasgos petrológicos de las rocas ígneas de la hoja, ni tampoco los correspondientes a los procesos metamórficos (regionales y de contacto) que afectan en diverso grado a las rocas de la Unidad Metasedimentaria. Estos temas se abordan en el presente capítulo, en el que se presentan la petrografía y geoquímica de las distintas unidades ígneas que conforman el sector de Batolito de Los Pedroches expuesto en la Hoja de Pozoblanco, a continuación se esbozan las características de los procesos metamórficos, para concluir con unos párrafos interpretativos del conjunto de procesos petroge- néticos registrados en el área que nos ocupa.

4.1. PETROLOGIA DE LAS ROCAS ÍGNEAS

4.1.1. Grupo granodiorítico

4.1.1.1. Granodiorita de Los Pedroches (*facies común*) (1)

Se trata de una roca equigranular de tamaño de grano medio (4 a 8 mm), con ligera tendencia porfídica manifestada por fenocristales de plagioclasa que alcanzan hasta los 2 cm de tamaño.

La composición promedio de la granodiorita es de 41% de plagioclasa (andesina), 26% de cuarzo, 15% de biotita y 17% de feldespato potásico, como los minerales principales de la roca, y hasta un 1% de minerales accesorios entre los que destacan anfíbolo monoclinico (hornblenda), apatito, círcón, esfena y opacos. Esporádicamente se han observado scheelita, allanita y turmalina.

La plagioclasa es el componente mayoritario de la roca; destacan los cristales y/o fenocristales idiomorfos-subidiomorfos maclados según las leyes de la Albita, Albita-Carlsbad, Albita-Periclina, y en algunos casos de Baveno. Su característica principal es la presencia de zonados complejos, con zonación oscilatoria directa y superficies de reabsorción que cortan irregularmente a las zonas previas con diferentes contenidos en An entre un lado y otro de dichas superficies. En algunos cristales de este tipo, se han observado texturas de tipo dendrítico en el crecimiento de plagioclasa sobre las zonas de reabsorción, similares a las descritas por HIBBARD (1981) e interpretadas como evidencias de mezcla de dos magmas.

También se presenta en pequeños cristales idiomorfos a subidiomorfos en forma de inclusiones dentro de plagioclasas de mayor tamaño y en el feldespato potásico, estos cristales no presentan zonado.

En las zonas próximas a los diques graníticos y en las bandas afectadas por cataclasis, las plagioclasas son sustituidas por feldespato potásico a través de venillas irregulares que afectan parcial o totalmente a los cristales.

Como productos de alteración se originan sericita, epidota, carbonatos y, más raramente moscovita.

El cuarzo en su mayor parte es intersticial y xenomorfo. Se dispone, al igual que el feldespato potásico, entre los cristales de plagioclasa y biotita y forma intercrecimientos gráficos con los bordes sódicos en algunos de los cristales zonados de plagioclasa. Localmente se observan glóbulos redondeados, poli o monocristalinos, rodeados de una corona de cristales diminutos de biotita y/o anfíbolo, que sugieren un carácter xenolítico de los mismos. Este tipo de texturas es común en rocas híbridas formadas por mezcla de magmas de distinta basicidad (DIDIER y BARBARÍN, 1991, y referencias en dicho trabajo).

La biotita es el mafico más abundante de la roca y en la mayoría de las ocasiones el único. Se presenta en cristales idiomorfos a subidiomorfos, aislados o formando glomérulos, con fuerte pleocroismo pardo-rojizo y con frecuentes inclusiones de círcón y apatito. En las rocas afectadas por cataclasis y feldespatización está alterada, formándose como subproductos clorita, epidota, feldespato potásico, rutilo (sagenita), leucoxeno, opacos y la mayor parte de la esfena presente en la roca. También aparece en pequeños cristales idiomorfos incluidos dentro de la plagioclasa.

El feldespato potásico es un mineral tardío en la secuencia de cristalización, en su mayor parte es intersticial entre plagioclasa y biotita, y pertítico. En las zonas atravesadas por el enjambre de pórfitos ácidos sustituye a las plagioclasas definiendo procesos tardíos de microclinización; rellena fracturas junto a clorita vermicular y epidota y, como ya se ha indicado, puede ser un subproducto de alteración de la biotita dentro del proceso de cloritización.

El anfíbolo monoclinico (hornblenda) está irregularmente distribuido, y no se observan zonas preferenciales en el afloramiento granodiorítico que definan su presencia o ausencia. Sus pro-

porciones, cuando aparece como componente de la roca, no superan por lo general el 5%. Se presenta en cristales aislados con formas esqueletales o en nódulos junto a los cristales de biotita; tiene un hábito prismático, con el núcleo de color marrón castaño y bordes verdosos, generalmente transformados en actinolita-tremolita, maclados según (100) y, en ocasiones ligeramente alterados en clorita y carbonatos.

El apatito se presenta con dos hábitos bien diferenciados, uno en cristales equidimensionales con secciones hexagonales incluidos en biotita y cuarzo; y el otro en cristales aciculares incluido en biotita y raramente en cuarzo; este último tipo es poco frecuente.

La allanita es escasa y esporádica; sus cristales están zonados y con frecuentes estructuras metamíticas.

La presencia de turmalina se concentra en rocas próximas al contacto con el encajante, hecho que sugiere la concentración de fases gaseosas en dichas zonas marginales.

La scheelita ha sido determinada tan sólo en muestras (JF-9001, JF-9076 y JF-9077) deformadas, correspondientes a bandas cataclásicas en zonas episienitizadas o en bandas de deformación próximas al contacto con el plutón de El Guijo o con el encajante, todas ellas en el cuadrante noroeste de la hoja.

Existen fenómenos locales de episienitización de la granodiorita que se relacionan con la fracturación tardía del batolito; las alteraciones y sustituciones de los minerales de la roca dependen de los fluidos circulantes dentro de las bandas cataclásicas, siendo los principales:

- microclinización y descalcificación de las plagioclasas con formación de abundante calita y microclina;
- cloritización total de la biotita, con desarrollo de epidota, clorita vermicular y gránulos titanados;
- pérdida de cuarzo que, en ocasiones, llega a ser total.

4.1.1.2. *Leucogranodiorita (3)*

Las diferencias más notables con respecto a la facies común de la granodiorita, consisten en la disminución del contenido modal de biotita y en el aumento de las proporciones de feldespato potásico con la consiguiente disminución del índice de coloración, así como un ligero descenso en el contenido en anortita de las plagioclasas.

Las relaciones texturales (granularidad, idiomorfismo, etc.) son similares en ambas facies, no existiendo diferencias notables dignas de mencionar.

Las relaciones de campo entre la facies común y la leucogranodiorita, junto a las características químicas y petrográficas de estas últimas, nos han llevado a interpretar esta facies como producto de la cristalización de bolsadas de magmas residuales ricos en volátiles, localizadas en la interfase granodiorita-encajante en zonas locales de techo de la cámara magmática.

4.1.1.3. *Microgranodiorita (2)*

Pese a que, como ya se ha descrito en el capítulo de estratigrafía, las relaciones de campo de estas rocas con respecto a la granodiorita de la facies común son de enclaves (megaenclaves,

enjambres de enclaves, microenclaves), su importancia genética y su entidad cartográfica nos ha inducido a describirlas separadamente.

Las composiciones mineralógica y química son muy similares a las descritas en la granodiorita de facies común, pero presentan unos rasgos texturales y estructurales muy peculiares que describimos a continuación.

- Textura microgranulara, con tamaño de grano entre 0,5 y 2 mm, tendencia porfídica con desarrollo de fenocristales de plagioclasa y biotita de hasta 5 mm, indica un enfriamiento relativamente rápido en el período de cristalización magmática.
- Fenocristales de plagioclasa con acusados zonados oscilatorios y diferentes superficies de reabsorción. Estas superficies cortan a los zonados preexistentes, desarrollando un borde final sódico (18 a 20% de An), son muy frecuentes las inclusiones de apatito acicular, biotita y cristales pequeños de plagioclasa. Los núcleos de estos fenocristales son muy similares a los descritos en la plagioclasa de la granodiorita.
- Mesostasis intersticial y muy poiquilitica de cuarzo y feldespato potásico cristalizados en una etapa tardía, que incluyen a las plagioclásas y la biotita, observándose una fuerte sericitización en aquéllas.
- Abundante apatito acicular en inclusiones dentro de los fenocristales de biotita, en los minerales de la matriz y en los bordes sódicos de los cristales de plagioclasa. Este tipo de apatito acicular es característico de rocas básicas. Su presencia en rocas ácidas se interpreta comúnmente como evidencia del carácter híbrido de tales rocas (DIDIER y BARBARÍN, 1991), en las que habría que considerarlo como fase xenolítica, preservada metaestablemente por procesos de "supercooling" (WYLLIE *et al.*, 1962; REID *et al.*, 1983; VERNON, 1983).
- La hornblenda, al igual que en la granodiorita, es esporádica y siempre en cantidades accesorias; se presenta en agregados policristalinos y/o en forma subidiomorfa junto a biotita. Los agregados policristalinos son muy similares a los que se presentan en la granodiorita y deben corresponder a sustituciones de piroxenos (relictos ocasionales); también aparece en cristales aislados con formas ligeramente esqueléticas.
- Presencia de enclaves compuestos de composición tonalítica y/o diorítica en la microgranodiorita, con contactos graduales, apareciendo una zona intermedia con fenocristales de plagioclasa y mesostasis poiquilitica entre los diferentes enclaves; estas relaciones también son similares entre los enclaves microgranodioríticos y la granodiorita.

Las relaciones de campo y las correlaciones entre los minerales presentes en la granodiorita y la microgranodiorita (biotita con inclusiones de apatito acicular, agregados policristalinos de hornblenda, núcleos de los fenocristales de plagioclasa de la microgranodiorita similares a los de las plagioclásas de la granodiorita), hacen pensar en procesos de mezcla de magmas, en la génesis de ambos tipos de rocas (véase Epígrafe 4.4.).

4.1.1.4. Pórfidos granodioríticos (4)

Macroscópicamente se caracterizan por su carácter porfídico definido por la abundancia de fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo, con tamaño de grano entre 0,60 y 0,80 cm, aun-

que ocasionalmente pueden superar el centímetro; pueden observarse variaciones texturales de la matriz dentro de un mismo dique, con zonas de borde muy afaníticas y núcleos microgranulosos, causadas por el rápido enfriamiento de los bordes con respecto al interior del dique.

El cuarzo de los fenocristales presenta frecuentemente golbos de corrosión magmática; en la matriz este mineral se presenta en cristales intersticiales y formando intercrecimientos micrográficos con plagioclasa y feldespato potásico definiendo una textura granofídica.

La plagioclasa de los fenocristales está maclada y zonada de manera continua u oscilante y, ocasionalmente, en parches; su composición varía entre albita y oligoclásica (An0-An30). Por el contrario la plagioclasa de la matriz no está zonada y, frecuentemente está muy sericitizada.

El feldespato potásico siempre aparece en la matriz formando intercrecimientos micrográficos con el cuarzo y en pequeños cristales anhedrales e intersticiales.

La biotita es el mafico fundamental en estas rocas y la mayoría de las veces el único. Se presenta en fenocristales de tamaño inferior a los de plagioclasa y cuarzo, son fuertemente pleocroicos y, ocasionalmente, están corroídos. Se alteran en clorita desarrollando gránulos de minerales titanados. También se presenta en inclusiones dentro de los fenocristales de plagioclasa.

La hornblenda, de forma similar a la presente en la granodiorita de la facies común, aparece ocasionalmente en microfenocristales y en agregados "enracimados".

Los minerales accesorios y los productos secundarios de alteración de los constituyentes principales son similares a los ya descritos en la granodiorita común.

4.1.1.5. Enclaves en el grupo granodiorítico

Como ya se ha reseñado en el capítulo de estratigrafía, una de las características de la Granodiorita de Los Pedroches es la abundancia de enclaves. Los más numerosos, de composición microgranodiorítica-tonalítica, distribuidos como megaenclaves, enjambre de enclaves y microenclaves, han sido descritos en el apartado 4.1.1.3, por lo que aquí nos ceñiremos al resto, que corresponden a xenolitos de materiales sedimentarios y a otros denominados básicos.

Los enclaves de xenolitos de materiales sedimentarios, en general concentrados en las zonas de contacto con el encajante y, ocasionalmente, en algunos diques de pórfidos granodioríticos, presentan formas prismáticas alargadas o irregulares, angulosas, con tamaños que varían entre centímetros y decímetros; su contacto con la roca que los engloba es neto. Generalmente, conservan restos de sus estructuras sedimentarias y esquistosidad regional, aunque existen algunos muy asimilados en que éstas han sido borradas y pueden presentarse problemas para definir su génesis. Tienen texturas granoblásticas o granolepidoblásticas, con un mosaico equi a inequigranular de cuarzo, biotita, plagioclasa y la presencia casi constante de cordierita y/o andalucita y, ocasionalmente, espinela verde, corindón y diasporo.

El tipo de enclaves que denominamos básicos corresponden a litologías ígneas gabroideas y díoríticas. Son poco abundantes, aunque localmente pueden ser numerosos, redondeados con formas subelípticas y generalmente de reducidas dimensiones (centímetros y, más raramente, decímetros). En ocasiones se presentan como enclaves dentro de enclaves de mayores dimensiones y composición microgranodiorítica-tonalítica englobados por la granodiorita de la facies común. Los contactos de estos enclaves con su encajante local pueden ser tanto

difusos como netos, en este último caso a veces se observa un margen de enfriamiento en el enclave. Esas relaciones sugieren procesos de "mingling" entre un magma basáltico y otro de composición ácida (DIDIER y BARBARIN, 1991).

Petrográficamente se caracterizan por la presencia masiva de agregados nodulares de biotita, biotita-anfíbol o anfíbol, por su textura intergranular con tendencia subófítica, por las formas esqueléticas de los anfíboles y por la presencia de piroxenos, parcialmente sustituidos por anfíbol. Las plagioclasas bordean los cristales de hornblenda y rellenan intersticios. La esfena es relativamente abundante y con frecuencia se dispone en los bordes de los cristales de anfíbol. Muy localmente se observan también formas globulares monocristalinas de cuarzo, de hasta 0,5 cm de diámetro, rodeadas por una corona de cristalitos de hornblenda y/o biotita. Como en el caso de las microgranodioritas, se interpreta que estos cuarzos son de carácter xenolítico, y vienen a apoyar la presencia de procesos de hibridación magmática (VERNON, 1983, 1990, 1991) en la génesis de la Granodiorita de Los Pedroches. Estos enclaves, representarían los elementos más próximos al polo básico de dicha mezcla, que han alcanzado el nivel final de emplazamiento.

4.1.2. Grupo granítico-adamellítico

Las rocas que constituyen este grupo afloran en la Hoja de Pozoblanco en los plutones circunscritos de El Guijo y Mogabar. Las características petrográficas de las diversas facies cartografiadas son muy similares en los dos plutones, por lo que únicamente se hace referencia a los mismos, en aquellos casos puntuales en que se observan variaciones respecto a la tendencia general.

4.1.2.1. Granitos biotíticos de tendencia porfídica (6, 7)

La textura del granito varía de alotriomórfica a hipidiomórfica inequigranular y marcado carácter porfídico, debido a la presencia de fenocristales y megacristales de feldespato potásico (2-7 cm) y grandes cristales de cuarzo; en ocasiones también las plagioclasas muestran una tendencia a desarrollar fenocristales, pero no tan abundantes ni del tamaño que alcanzan los del feldespato potásico.

Existen variaciones definidas en el grado de porfidismo, es decir, en el porcentaje y tamaño de los fenocristales de feldespato potásico y en el tamaño de grano de la mesostasis; asimismo, en el descenso del porcentaje modal de biotita y de moscovita. Todo ello nos ha permitido diferenciar una facies de grano fino-medio (7) que al microscopio presenta las mismas características que la de grano grueso (6). Por ello, la descripción que sigue es válida para ambas facies.

Los constituyentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

Una característica a destacar es la presencia común, aunque siempre en cantidades accesorias, de cordierita y, en menor proporción de andalucita; esta última más abundante en la facies de grano medio. Otros minerales son apatito, círcón, rutilo y opacos.

El cuarzo se presenta en forma de agregados de cristales xenomorfos con tamaño que puede superar el centímetro; tienen formas globosas, con los contactos entre granos suturados, extinción ondulante o poligonización más o menos intensa; en general es intersticial. En proporciones inferiores, también aparece en inclusiones dentro del feldespato potásico, corro-

yendo a biotita, plagioclasa y feldespato potásico, llenando fisuras tardías y formando entrecrecimientos gráficos con plagioclasa.

El feldespato potásico forma fenocristales y megacristales con tamaños entre 2 y 12 cm, casi siempre maclados según la ley de Carlsbad y, en algunos casos, presentan macla de la microclina afectando parcial o totalmente a los cristales. Tienen numerosas inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclásas que se disponen frecuentemente formando estructuras "Frasl", característica que ha sido interpretada como evidencia de cristalización en condiciones magmáticas (FRASL, 1954). Un rasgo destacable es que la orientación de los megacristales se produce en medio ígneo, pues no existen deformaciones tectónicas penetrativas que afecten a los plutones, hecho que sugiere la existencia de procesos de convección dentro de la cámara magmática.

Estos megacristales presentan más de una generación de pertitas, en su mayoría de sustitución, debidas a procesos de albitización postmagmática aunque algunas pueden corresponder a procesos de evolución.

En la mesostasis, el feldespato potásico se presenta en cristales xenomorfos y, al contrario que los megacristales, no suelen estar maclados y las pertitas e inclusiones son escasas.

También se ha observado feldespato potásico formando antipertitas, sustituyendo parcialmente a las plagioclásas y como producto de alteración de la biotita cuando aparece cloritizada.

La plagioclasa se presenta en cristales aislados, en agregados y en forma de fenocristales cuyo tamaño puede alcanzar los 2,5 cm. Suele estar maclada según las leyes de la Albita, Carlsbad, Albita-Carlsbad y Periclinia, y tiene zonados composicionales continuos u oscilantes y también en forma de parches; su composición varía de oligoclasa sódica a cálcea. Las inclusiones de cuarzo, biotita, plagioclasa de menor tamaño, apatito y opacos suelen ser frecuentes, así como las alteraciones a sericita-moscovita con disposición orientada formando enrejados, siendo más escasas las sausuritzaciones y hematizaciones.

También existen pequeños cristales que se desarrollan en procesos locales de albitización postmagmática: albita mirmequítica originada en el contacto plagioclasa-feldespato potásico o en la interfase feldespato potásico-feldespato potásico; es de carácter intergranular monocristalina o policristalina, frecuentemente coalescente y débilmente mirmequítica.

La biotita aparece como monocrstales de apreciable tamaño o en agregados policristalinos de individuos de pequeño tamaño (posibles biotitas restíticas). Los monocrstales tienen abundantes inclusiones de apatito, círcón y opacos. Las alteraciones pueden ser totales o parciales y consisten en cloritización y moscovitización, en el primer caso se desarrolla a partir de los planos de exfoliación y se originan como subproductos además de la clorita, feldespato potásico, esfena, epidota, rutilo y leucoxeno. En el segundo caso la moscovita crece en continuidad cristalográfica con la biotita y aparecen minerales opacos (posible ilmenita) en los planos de exfoliación.

La cordierita se distribuye de forma homogénea en los plutones, no pudiéndose relacionar su presencia ni con los bordes ni con la zona de contacto con el encajante sedimentario; este hecho, unido a que los cristales incluidos en fases de cristalización tardía son sistemáticamente mayores que los incluidos en fases precoces, y a que nunca se ha observado asociada a minerales de una posible paragénesis metamórfica original restítica, conducen a pensar que

su cristalización es de origen magmático. Se presenta en cristales prismáticos de tamaño variable parcial o totalmente pinnitizados, desarrollando en el proceso de pinnitización un agregado de clorita, moscovita o biotita de color ligeramente verdoso; algunos cristales presentan macras polisintéticas.

La andalucita es más abundante en las facies de grano más fino; aparece como restos de cristales idiomorfos en proceso de destrucción, rodeada de pajuelas de sericita-moscovita, o incluida en placas de moscovita junto con cuarzo, se observan cristales con ligero pleocroismo rosado. Al igual que la cordierita se considera de cristalización magmática.

La moscovita, en porcentajes variables en las distintas muestras estudiadas pero siempre en cantidades accesorias, es un mineral de cristalización tardía desarrollado a expensas del feldespato potásico en etapas postmagmáticas o de origen secundario originada en las alteraciones de las plagioclases, biotita y cordierita.

Por último, cabe reseñar que existen zonas episienitizadas que afectan al granito porfídico biotítico, en las que se desarrollan alteraciones similares a las descritas en la granodiorita.

4.1.2.2. *Microadamellita* (5)

Sus caracteres texturales macroscópicos y microscópicos son muy similares a los de las microgranodioritas. Su asociación con granitos porfídicos biotíticos, una ligera disminución del contenido de biotita y aumento de la proporción de feldespato potásico, así como el relativo incremento de moscovita histerógena, son los rasgos principales que las diferencian de las microgranodioritas. Estas diferencias mineralógicas quedan bien reflejadas en sus análisis químicos. Presentan una textura microgranulada con tendencia porfídica materializada por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita.

El cuarzo representa una fase intersticial y poiquilitica y constituye cristales que tienen un aspecto estallado con inclusiones de plagioclasa, biotita y apatito; algunos tienen el núcleo libre de inclusiones y los bordes llenos de ellas, lo que hace que puedan ser interpretados como xenocristales.

El feldespato potásico, al igual que el cuarzo, con excepción de los raros megacristales, representa una fase tardía intersticial y poiquilitica.

La plagioclasa se presenta en fenocristales, en forma de inclusiones en cuarzo y feldespato potásico y en cristales tabulares en la matriz. Los fenocristales suelen aparecer frescos y ligeramente zonados, con composiciones de An_{12} a An_{25} , mientras que los incluidos en cuarzo y plagioclasa raramente están zonados y suelen estar fuertemente sericitizados.

La biotita aparece como fenocristales con inclusiones de apatito y círcón y en pequeños cristales incluidos en feldespato potásico y cuarzo; sus proporciones son ligeramente inferiores a las de la microgranodiorita.

El apatito, aunque siempre accesorio, es un mineral relativamente abundante; tiene dos hábitos bien diferenciados: uno prismático con fuerte tendencia acicular, incluido en cuarzo y feldespato potásico, y el otro, más equidimensional y con secciones hexagonales, incluido en los cristales de biotita.

La cordierita tiene morfología y alteración similar a la de las facies graníticas.

Nunca se ha observado anfíbólito en las muestras recogidas para estudio petrográfico, y la moscovita existente es accesoria y claramente histerógena.

4.1.2.3. *Leucogranitos y microgranitos (8)*

Representan las facies más evolucionadas en los dos plutones (Mogabar y El Guijo); son rocas de color gris, gris-blanquecino y rosado amarillento, de tamaño de grano fino a medio, aunque localmente tienen grano grueso. En el plutón de Mogabar, en las rocas de mayor tamaño de grano, se han observado cavidades miarolíticas dispersas llenas de placas de moscovita y cuarzo. La textura es granular, alotriomorfa, en algunos casos débilmente porfídica, y son sus componentes mayoritarios cuarzo, feldespato potásico, plagioclase y moscovita. La biotita cuando se presenta siempre es accesoria.

El cuarzo es xenomorfo y en general constituye la fase de mayor tamaño de grano.

El feldespato potásico, a excepción de los raros fenocristales, es intersticial.

La plagioclase es de composición albítica, observándose algunos fenocristales zonados de albita-oligoclase.

La moscovita es histerógena, proveniente de la sustitución de feldespato potásico, plagioclase y biotita; en el plutón de Mogabar, gran parte de las placas de moscovita existentes pueden tener un origen metasomático-neumatolítico.

La cordierita y la andalucita son similares a las descritas en los granitos porfídicos-biotíticos.

4.1.2.4. *Pórfidos graníticos y adamellíticos (9)*

Corresponden a los equivalentes filonianos de las litologías plutónicas de este grupo. Los diques presentan comúnmente una estructura zonada con bordes porfídicos de matriz aftenítica y zonas centrales en donde la matriz es microgranular. Composicionalmente existen dos tipos: uno de composición granítica (riolítica) y otro, adamellítico; localmente se cortan entre ellos pero, con frecuencia ocupan las mismas fracturas pasando insensiblemente de uno a otro tipo composicional.

En los de composición granítica los rasgos fluidales pueden ser muy evidentes y son frecuentes las texturas esferulíticas o de desvitrificación, los fenocristales son de cuarzo con frecuentes golfos de corrosión magmática, de ortosa, en ocasiones microclinizada y de albita. La matriz está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, albita y biotita, siendo muy frecuentes los entrecrecimientos gráficos de cuarzo y feldespatos.

Los de composición adamellítica se diferencian de los anteriores en la mayor proporción de biotita, la cual forma también fenocristales, en el carácter ligeramente más básico de la plagioclase (oligoclase) y en la presencia de megacristales de feldespato potásico orientados paralelamente a los bordes de los diques, los cuales pueden estar corroídos por la matriz pero nunca la incluyen.

4.1.2.5. Enclaves en el grupo granítico-adamellítico

La presencia de enclaves en las rocas de este grupo es notablemente inferior que en las del Grupo Granodiorítico. Con todo son más frecuentes en las microadamellitas que en los granitos biotíticos, estando prácticamente ausentes de las facies leucograníticas. Son ligeramente más abundantes en el plutón de Mogabar que en plutón de El Guijo. Además de algunos xenolitos metasedimentarios, se han observado enclaves microgranulares de los siguientes tipos:

- microgranulares o porfídicos ácidos; en los que algunos fenocristales de oligoclase o biotita están rodeados por una matriz microgranular con frecuentes intercrecimientos gráficos. Representan autoenclaves;
- microtonalíticos, semejantes a los que aparecen en las granodioritas, caracterizados por acumulaciones de biotita y comúnmente asociados con "schlierens" biotíticos;
- microadamellíticos, similares a la microadamellita biotítica porfídica.

En el plutón de Mogabar se han encontrado enclaves granodioríticos que podrían considerarse como xenolíticos.

4.1.2.6. Aplitas y pegmatitas (10)

Estas rocas aparecen íntimamente asociadas espacial y genéticamente, por lo que se describen conjuntamente; cortan tanto a la unidad granodiorítica como a la unidad granítica. Su mineralogía es muy simple, compuesta por cuarzo, feldespato potásico, albita y ocasionalmente moscovita, esporádicamente también hay biotita, unos agregados moscovítico-cloríticos de reemplazamiento de un mineral anterior (posible granate), topacio, berilo, turmalina y casiterita.

4.1.3. Filones de cuarzo

Cortan a todas las unidades del batolito, su dirección varía entre N-S y N30°E según tramos en un mismo dique, con longitudes kilométricas y buzamientos subverticales.

Frecuentemente aparecen zonados, presentando la siguiente estructura.

- Bordes de cuarzo amorfo o criptocristalino.
- Zona intermedia brechoide y jaspeada.
- Zona interna con rellenos de óxidos de hierro y/o carbonatos.

Algunos de ellos han sido explotados o investigados por la presencia de mineralizaciones de Fe o Cu en el interior del batolito, y de Pb, Bi, Sn, Ag en las zonas externas y aureolas de contacto.

Los hastiales de estos filones de cuarzo muestran con frecuencia una zona de alteración (principalmente silificación y hematización) de espesor normalmente inferior a 1-2 m.

4.2. GEOQUIMICA DE LAS ROCAS IGNEAS

Se han realizado sesenta y dos análisis químicos de roca total repartidos entre las diferentes facies de rocas ígneas enumeradas en el capítulo de petrografía, todas pertenecen a la alineación magmática que conforma el Batolito de Los Pedroches. Los análisis correspondientes a

elementos mayores, y trazas, así como la norma CIPW se presentan agrupados por facies en las tablas, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 y 10 (ver final del Capítulo).

Las litologías que constituyen el grupo granodiorítico: granodiorita, microgranodiorita, pórvidos granodioríticos y enclaves microgranudos, se han representado en los diagramas (Figs. 13, 14, 15 y 16) con símbolos rellenos de negro. Este grupo de rocas presenta valores de SiO_2 comprendidos entre 63 y 68'5% con un valor medio de 66'99%, con la excepción de dos enclaves de composición diorítica-cuarzodiorítica que presentan valores de 57 y 58% de SiO_2 . Los contenidos en álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) son en general inferiores al 8%, con $\text{CaO}>2\%$ y con una media del parámetro $\text{B}(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti})>75$. Son rocas débilmente peraluminosas, con valores en corindón normativo variable, pero en general inferior a 1'5 y con valores elevados de hiperstena normativa.

Los litotipos pertenecientes al grupo granítico-adamellítico: microadamellitas, granitos biotíticos porfídicos (granitos de El Guijo y de Mogabar), pórvidos graníticos-adamellíticos y leucogranitos se han representado gráficamente con símbolos sin relleno (Fig. 13, 14, 15 y 16). El contenido en SiO_2 varía desde 69 a 71% en las microadamellitas, entre 72 y 75% en los granitos y leucogranitos. Presentan valores más elevados en álcalis e inferiores en CaO y elementos ferromagnesianos ($\text{B}<70$) que los de las rocas del grupo granodiorítico. Son rocas claramente peraluminosas con valores variables de corindón normativo, pero en general superiores a 1'5 y con hiperstena normativa disminuyendo hacia los términos más diferenciados.

La tendencia geoquímica general de las rocas que componen el conjunto del Batolito de Los Pedroches en esta hoja, muestra un progresivo aumento del contenido en álcalis y corindón normativo y un claro descenso de los valores de los elementos ferromagnesianos, calcio e hiperstena normativa, a medida que aumenta el contenido en SiO_2 .

4.2.1. Diagramas de variación de elementos mayores

Del análisis de los diagramas de Harker (HARKER, 1909) de variación de elementos mayores (Fig. 13), se desprende la existencia de líneas de correlación con pendientes negativas muy evidentes para TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO y MnO , que abarcan desde los enclaves hasta las facies más evolucionadas, y con pendientes positivas para el K_2O . No obstante, DONAIRE *et al.* (1999), muestran para el conjunto del Batolito de Los Pedroches, en diagramas de variación de elementos mayores de Harker, un claro salto composicional entre adamellitas y micro-adamellitas, por un lado, y los granitos biotíticos por otro, que cifran en alrededor del 70% de SiO_2 .

El comportamiento del Na_2O ofrece una gran dispersión de los datos manteniéndose aproximadamente constante en todas las litologías, si bien DONAIRE *et al.* (1999) muestran dos tendencias distintas de incremento del Na_2O con el incremento de SiO_2 , produciéndose un salto claro entre las adamellitas y microadamellitas que se agrupan con las granodioritas, por una parte y, por otra los granitos biotíticos y los leucogranitos.

El P_2O_5 presenta pautas evolutivas propias con buena correlación negativa en los términos composicionales intermedios y fuerte variación en los términos extremos (enclaves y leucogranitos).

Los enclaves se integran bien en la serie evolutiva, salvo los dos de composición más básica que se desvían del modelo general en algunos elementos.

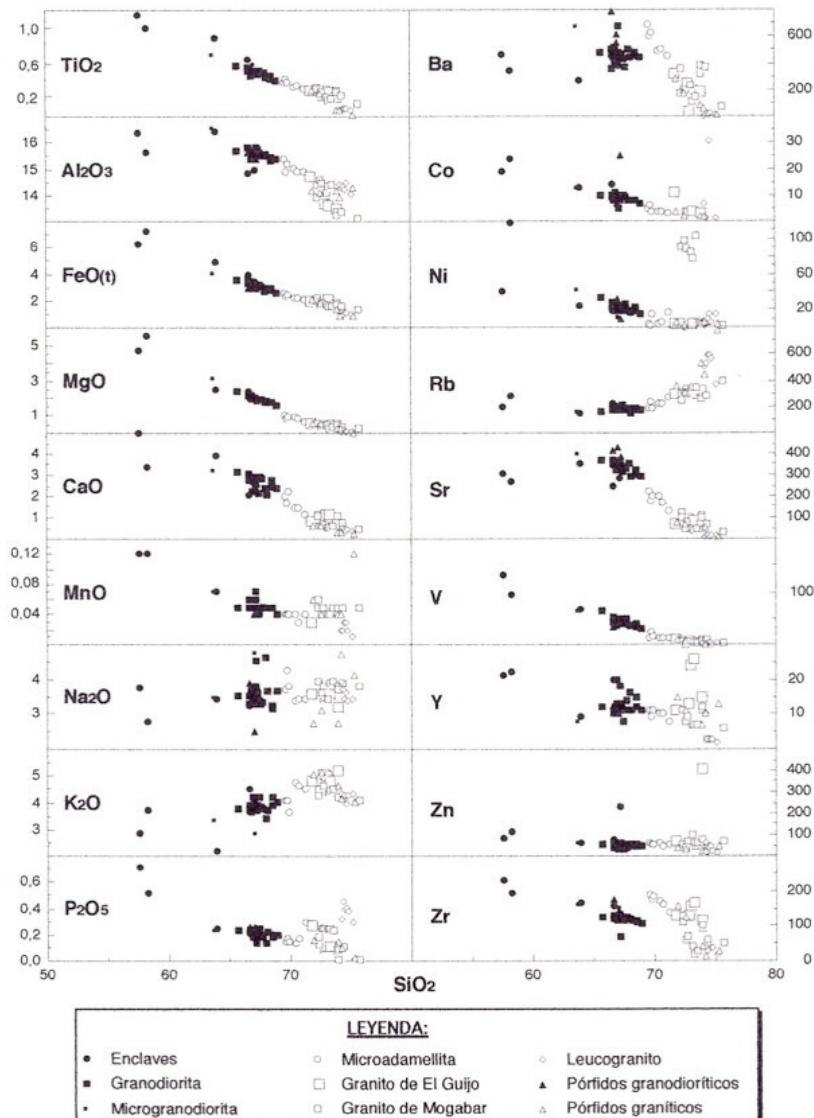


Fig. 13.- Diagramas de Harker de las rocas plutónicas del batolito en la Hoja de Pozoblanco

4.2.2. Diagramas de variación de elementos traza

En los diagramas de variación de elementos trazas (Fig.13), se observa un comportamiento claramente compatible del Co, Ni, V e Y con un comportamiento incompatible del Rb. El Ba, Sr y Zr presentan una evolución más compleja y el resto de los elementos traza analizados muestran una gran dispersión de los datos, sin marcar en conjunto tendencias evolutivas concretas.

El Ba muestra un comportamiento ligeramente incompatible en los términos granodioríticos (s.l.) e invierte su comportamiento, pasando a comportarse como compatible, a niveles de SiO_2 del orden del 69%, es decir a partir de las microadamellitas.

El Sr presenta un espectro composicional parecido al del Ba, con inversión del comportamiento a los mismos niveles de SiO_2 y a partir de las mismas litologías.

El cambio en el comportamiento del Sr a niveles de SiO_2 del orden del 69%, aparece también reflejado en el comportamiento del Rb, que aunque mantiene un comportamiento incompatible a lo largo de toda su evolución, incrementa este carácter a partir de las adamellitas (s.l.).

Los enclaves se adaptan en general, bien a las pautas evolutivas señaladas por el resto de la asociación magmática.

DONAIRE *et al* (1999), encuentran la discontinuidad entre dos series mostrada en el epígrafe anterior, mediante diagramas de variación de Harker para el Zr, Hf, Sr y ΣREE , así como mediante diagramas de SiO_2 frente a $\text{Fe}_t/(\text{Fe}_t+\text{Mg})^2$, TiO_2/Zr , Rb/Sr , Sr/Ba , o Eu/Eu^* .

El comportamiento de los elementos traza sugiere una ligazón genética entre los grupos plutónicos mayoritarios de rocas que componen el Batolito de Los Pedroches (granodioritas-adamellitas-granitos), y los grupos subvolcánicos principales (pórfidos granodioríticos y graníticos) así como los enclaves granodioríticos y tonalíticos +/- anfíbol, englobados en la granodiorita de Los Pedroches.

El principal proceso petrogenético que controla la diferenciación magmática del conjunto granodiorita-adamellita-granito parece consistir fundamentalmente en un proceso de cristalización fraccionada, tal y como evidencian los espectros evolutivos segmentados (a niveles de SiO_2 del orden del 69%) de los diagramas de variación de los elementos traza. Estos espectros segmentados pueden explicarse por un cambio en la mineralogía de las fases implicadas en la fraccionación. La primera parte de la línea evolutiva estaría controlada (granodioritas a adamellitas) por la fraccionación de plagioclasa, biotita y anfíbol, con lo cual se mantiene el comportamiento ligeramente incompatible de los tres elementos traza considerados (Rb, Ba y Sr). A niveles de SiO_2 del orden del 69% (adamellitas) se incorpora a la fraccionación el feldespato potásico y desaparece de ella el anfíbol. El Rb aumenta entonces su carácter incompatible mientras que por el contrario Ba y Sr pasan a comportarse como compatibles.

DONAIRE *et al.* (1999), apuntan un mecanismo de fusión parcial progresiva para explicar la generación de las dos secuencias evolutivas encontradas en el Batolito de Los Pedroches: la propagación de calor habría producido la primera fusión en las partes más profundas del área fuente, dando lugar a la producción de magmas granodioríticos, mientras que los magmas del Grupo Granítico-Adamellítico se generarían después según el calor se propagó a las partes superiores de una fuente similar isotópicamente.

4.2.3. Otros diagramas

En el diagrama "AFM" (Fig.14) se observa que las rocas analizadas conforman términos evolucionados de lo que podría definirse como una serie con pautas evolutivas de carácter calcoalcalino.

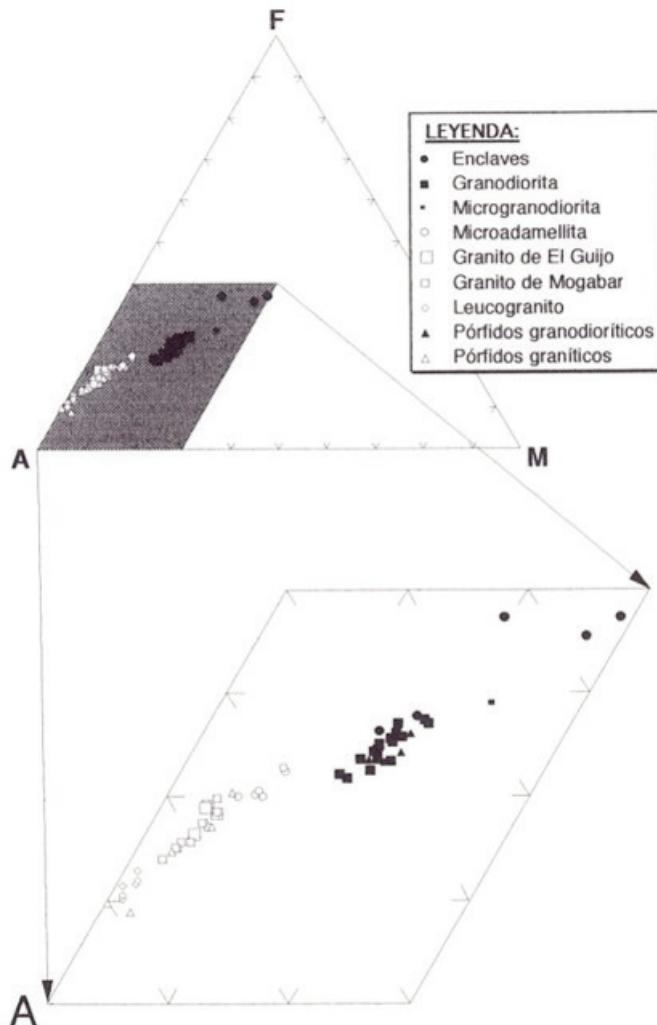


Fig. 14.- Diagrama AFM de las rocas plutónicas del batolito en la Hoja de Pozoblanco

El diagrama "TAS" (Fig. 15), utilizado en la clasificación de rocas ígneas en base a datos geoquímicos, discrimina fielmente las litologías correspondientes a las dos unidades ígneas consideradas (granodiorítica y granítica) dentro de la asociación magmática del Batolito de Los Pedroches.

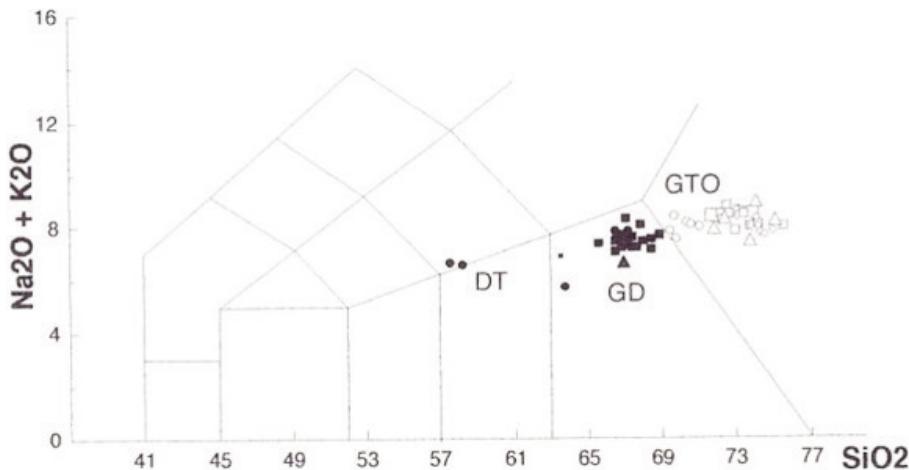


Fig. 15.- Diagrama TAS de las rocas plutónicas del batolito en la Hoja de Pozoblanco

La proyección de los datos químicos de las muestras analizadas en los diagramas "A-B" y "P-Q" de DEBON y LE FORT (1983) refleja el carácter mayoritariamente peraluminoso de las rocas que componen el Batolito de Los Pedroches y, al mismo tiempo, una buena correlación entre la mineralogía real de las rocas y su situación en los diferentes sectores del dominio peraluminoso (Fig.16). Tan solo alguna muestra de granodiorita y algún enclave (rocas con anfíbolo) se proyectan en el dominio metaaluminoso. El conjunto litológico define una asociación alumínico-cafémica de carácter calco-alcalino, compuesta casi totalmente por términos peraluminosos que conforman un "trend" de variación que evoluciona desde rocas moderadamente metaalumínicas a rocas claramente alumínicas. Los leucogranitos, se apartan un poco de esta tendencia, definiendo una asociación de tipo aluminoso (tendencia vertical), que se proyecta enteramente en el campo de los leucogranitos. Algunos enclaves (los más anfibólicos) constituyen términos cafémicos.

4.2.4. Geoquímica isotópica

Desgraciadamente, el número de estudios isotópicos sobre rocas ígneas españolas es aún muy exiguo. En el caso concreto del Batolito de Los Pedroches, únicamente se dispone de datos relativos a isótopos de Rb y Sr, correspondientes a un estudio de DEFALQUÉ *et al.* (1992) y a nuestro propio trabajo. No obstante su escasez, estos resultados son sumamente interesantes y hasta cierto punto sorprendentes.

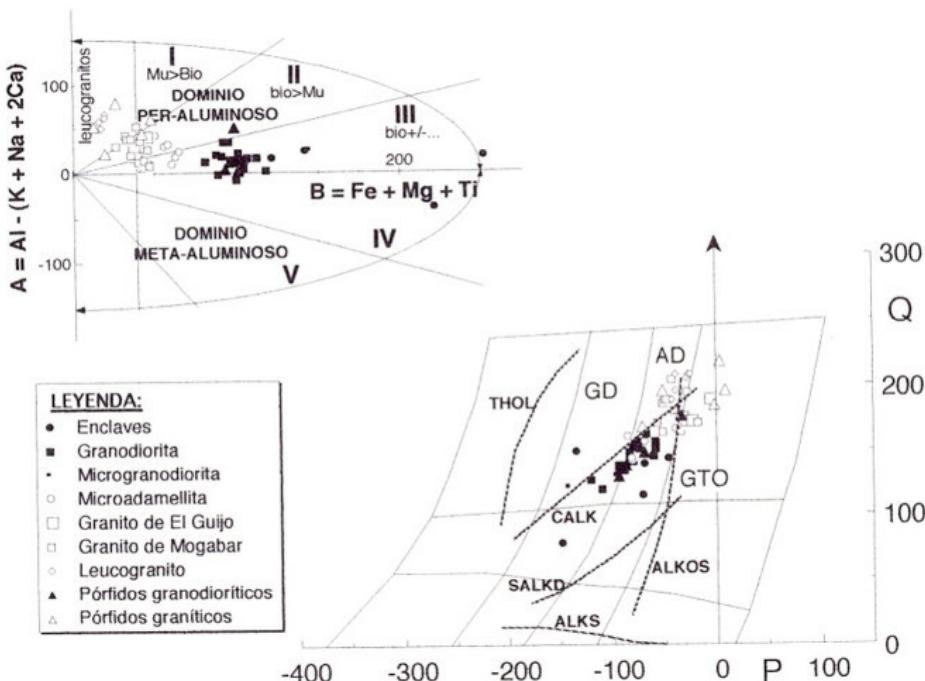


Fig. 16.- Diagramas AB y PQ (Debon y Le Fort, 1983) de las rocas plutónicas del batolito en la Hoja de Pozoblanco

Los datos analíticos de nuestro estudio y su representación gráfica fueron presentados anteriormente (Figs. 5 y 6). Los valores de relaciones isotópicas iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que de ellos se deducen: $0,7048 \pm 0,0003$ (granodiorita) y $0,7043 \pm 0,0011$ (granitos del plutón de El Guijo) resultan sorprendentemente bajos, tratándose como se ha descrito anteriormente de rocas de naturaleza alumínica, cuya fuente más probable habría que buscarla en ambientes corticales. En dichos ambientes cabría esperar valores superiores a 0,710 (JAGER y HUNZIKER, 1979). Aunque algo mayor que nuestros datos, el valor de $0,70638 \pm 0,0007$, obtenido por DEFALQUE *et al.* (1992) es igualmente muy bajo.

En nuestra opinión, la interpretación más probable de esta anomalía en el caso del Batolito de Los Pedroches, contemplaría la hibridación con un magma básico, de origen mantélico, con relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ en torno a 0,703, en el área fuente de los líquidos graníticos de afinidad cortical.

MUESTRA	JF-9286	JF-9193	JF-9194	JF-9195	JF-9197	JF-9199	JF-9237	JF-9239	JF-9240	JF-9241	JF-9242	JF-9243	JF-9244	JF-9245	JF-9246	JF-9248	JF-9174	JF-9122
SiO₂	67,1	66,95	66,74	66,83	65,71	66,56	67,75	67,52	67,31	68,53	68,52	68,91	68,09	66,87	66,58	67,45	67,17	67,94
TiO₂	0,52	0,52	0,53	0,52	0,58	0,56	0,49	0,51	0,48	0,47	0,43	0,41	0,45	0,47	0,54	0,48	0,52	0,49
Al₂O₃	15,83	15,68	15,64	15,65	15,71	15,85	15,55	15,63	15,83	15,46	15,35	15,39	15,6	15,41	15,83	15,77	15,44	15,54
FeO (t)	2,96	3,39	3,35	3,23	3,63	3,51	3,12	3,19	3,1	2,96	2,83	2,64	2,96	2,99	3,33	3,02	3	2,73
MgO	1,97	1,96	2,03	2,03	2,42	2,24	1,91	1,96	1,90	1,76	1,71	1,55	1,82	2,14	2,13	1,91	2,06	1,76
MnO	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05
CaO	2,51	2,90	2,93	2,93	3,12	3,08	2,88	2,92	2,89	2,79	2,44	2,40	2,06	2,25	2,78	2,19	2,39	2,40
Na₂O	3,82	3,44	3,73	3,76	3,54	3,30	3,36	3,29	3,56	3,15	3,26	3,64	3,68	3,41	3,52	3,37	4,54	4,65
K₂O	3,82	3,74	3,66	3,72	3,78	3,71	3,80	3,86	3,93	3,92	4,20	4,04	3,70	4,22	3,88	4,19	3,70	3,39
P₂O₅	0,18	0,22	0,21	0,21	0,23	0,22	0,19	0,20	0,20	0,18	0,20	0,22	0,19	0,22	0,24	0,14	0,14	0,14
PPC	0,79	0,77	0,75	0,71	0,80	0,50	0,55	0,50	0,40	0,35	0,70	0,50	1,00	1,65	0,76	1,00	0,78	0,75
Total	99,37	99,63	99,62	99,64	99,57	99,59	99,65	99,63	90,65	99,64	99,67	99,72	99,66	99,62	99,66	99,80	99,84	
Q	17,89	18,82	17,08	16,81	15,34	18,29	20,08	19,82	18,01	22,29	21,76	21,16	21,87	19,07	17,65	20,74	16,66	16,21
Co	1,08	1,23	0,72	0,61	0,67	1,33	1,13	1,21	0,94	1,44	1,44	1,14	2,29	1,60	1,31	2,28	0,19	
Or	22,58	22,10	21,63	21,98	22,34	21,93	22,46	22,81	23,23	23,17	24,82	23,88	21,87	24,94	22,93	24,76	21,87	20,03
Ab	32,33	29,11	31,56	31,82	29,96	27,92	28,43	27,84	30,12	26,66	27,59	30,80	31,14	28,86	29,79	28,52	38,42	39,35
An	11,28	12,95	13,17	13,17	13,98	13,84	18,05	13,18	13,03	12,54	10,93	10,60	8,88	9,92	12,36	9,30	10,82	10,99
Ne																		
Lc																		
Ac																		
Di	9,32	10,76	10,92	10,09	11,55	11,46	10,81	10,92	10,80	10,40	9,06	8,80	7,37	8,18	10,23	7,69	1,00	9,09
Hy	5,00	5,01	4,81	6,12	5,53	4,40	4,57	4,32	3,96	4,34	3,73	5,67	6,12	5,56	5,77	9,85	4,18	
OI																		
IL	0,99	1,01	0,99	1,10	1,06	0,93	0,97	0,91	0,89	0,82	0,78	0,85	0,89	1,03	0,91	0,99	0,93	
Mt																		
Ap	0,43	0,52	0,50	0,50	0,54	0,52	0,45	0,47	0,47	0,43	0,47	0,52	0,45	0,52	0,57	0,33	0,33	
I.D.	72,80	70,03	70,22	70,61	67,64	68,14	70,97	70,47	71,36	72,12	74,17	75,84	77,88	72,87	70,37	74,02	76,95	75,59
A(f_{fm})	60,78	57,30	57,87	58,71	54,75	54,94	58,74	58,13	59,97	59,97	62,17	64,70	60,69	59,80	57,54	60,53	61,95	64,17
F(f_{fm})	23,55	27,06	26,23	25,35	27,15	27,51	25,59	25,93	24,82	25,11	23,58	22,24	24,34	23,43	25,89	24,18	22,56	21,79
M(f_{fm})	15,67	15,64	15,90	15,93	18,10	17,55	15,67	15,93	15,21	14,93	14,25	13,06	14,97	16,77	16,56	15,29	15,49	14,05

Tabla 2.- Análisis químicos, norma C.I.P.W y parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 859. Granodioritas

MUESTRA	JF-9286	JF-9193	JF-9194	JF-9195	JF-9197	JF-9199	JF-9237	JF-9239	JF-9240	JF-9241	JF-9242	JF-9243	JF-9244	JF-9245	JF-9246	JF-9247	JF-9248	JF-9249	JF-9174	JF-9122
Rb	180	196	166	177	166	169	178	177	180	180	172	172	147	170	179	207	192	185		
Sr	350	342	345	340	368	371	332	339	346	326	301	292	289	326	350	350	315	347	351	
Ba	671	477	442	405	486	357	367	430	455	474	465	446	448	517	499	472	479	499		
V	50	42	46	41	66	52	50	41	42	41	35	32	37	38	46	41	46	41	46	37
Cr	130	149	151	140	196	162	163	139	142	144	136	140	173	141	156	129	173	173	177	
Co	5	11	8	9	10	9	10	8	8	8	7	8	9	9	9	10	8			
Ni	20	20	23	23	33	27	25	20	23	22	18	15	17	18	22	19	24	19		
Cu	3	4	4	2	8	3	4	2	2	2	3	1	1	13	3	3	10	18		
Zn	50	52	53	54	51	49	41	55	55	48	52	44	55	62	54	30	58	50		
Zr	70	128	128	119	126	120	126	122	124	116	110	108	115	115	128	114	117	122		
Nb	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	10	10		
Y	11	20	12	13	12	11	14	11	12	15	12	11	11	11	10	8	18	16		

Tabla 2.- Análisis Químicos (elementos traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 859. Granodioritas (continuación)

MUESTRA	JF-9247	JF-9131
SiO ₂	63,67	66,97
TiO ₂	0,71	0,60
Al ₂ O ₃	16,55	15,73
FeO (t)	4,11	3,14
MgO	3,14	1,88
MnO	0,07	0,05
CaO	3,24	2,89
Na ₂ O	3,47	4,76
K ₂ O	3,38	2,89
P ₂ O ₅	0,23	0,14
PPC	1,00	0,75
Total	99,57	99,80
Q	16,85	17,65
Co	1,86	
Or	20,25	17,23
Ab	29,78	40,65
An	14,78	13,14
Ne		
Lc		
Ac		
Di		0,33
Hy	14,53	9,49
OI		
IL	1,36	1,15
Mt		
Ap	0,55	0,33
I.D.	66,88	75,53
A (afm)	48,58	60,38
F (afm)	29,15	24,78
M (afm)	22,27	14,84

Tabla 3.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 859. Microgranodiorita

MUESTRA	JF-9247	JF-9131
Rb	165	165
Sr	403	421
Ba	671	472
V	66	47
Cr	196	179
Co	13	9
Ni	42	12
Cu	6	2
Zn	65	53
Zr	160	154
Nb		10
Y	8	12

Tabla 3.- Análisis Químicos (elementos traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 859. Microgranodiorita (continuación)

MUESTRA	JF-9190	JF-9264	JF-9263	JF-9266
SiO₂	67,03	66,67	67,09	67,24
TiO₂	0,48	0,52	0,50	0,49
Al₂O₃	15,38	15,64	15,50	15,39
FeO (t)	3,05	2,99	3,02	2,91
MgO	2,00	2,11	2,17	1,87
MnO	0,04	0,06	0,06	0,05
CaO	2,31	2,76	2,73	2,64
Na₂O	2,50	3,90	3,30	3,76
K₂O	4,14	3,84	4,01	3,86
P₂O₅	0,22	0,26	0,26	0,23
PPC	1,48	0,92	1,00	1,23
Total	98,63	99,67	99,64	99,67
Q	27,90	19,03	22,29	21,01
Co	3,20	0,68	1,40	0,78
Or	25,17	22,97	24,01	23,16
Ab	21,77	33,40	28,30	32,31
An	10,31	12,14	12,00	11,77
Ne				
Lc				
Ac				
Di				
Hy	10,15	10,13	10,38	9,44
OI				
IL	0,93	0,99	0,96	0,94
Mt				
Ap	0,53	0,62	0,62	0,55
I.D.	74,84	75,40	74,60	76,48
A (afm)	56,80	60,28	58,48	61,45
F (afm)	26,09	23,29	24,16	23,47
M (afm)	17,11	16,43	17,36	15,08

Tabla 4.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 859. Pórfidos granodioríticos

MUESTRA	JF-9190	JF-9264	JF-9263	JF-9266
Rb	181	168	170	168
Sr	371	417	430	383
Ba	554	785	616	436
V	39	35	43	39
Cr	144	141	161	131
Co	7	9	8	25
Ni	21	26	31	9
Cu	4	12	6	6
Zn	33	40	45	39
Zr	133	175	143	134
Nb	5	10		
Y	10	10	11	13

Tabla 4.- Análisis químicos (elementos traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 859. Pórfidos granodioríticos (continuación)

MUESTRA	JF-9186	JF-9187	JF-9196	JF-9236	JF-9238
SiO₂	67,21	66,58	63,86	57,62	58,31
TiO₂	0,52	0,64	0,88	1,15	1,00
Al₂O₃	14,94	14,87	16,43	16,37	15,67
FeO (t)	3,48	3,91	4,90	6,30	7,23
MgO	1,90	2,36	2,52	4,75	5,55
MnO	0,05	0,05	0,07	0,12	0,12
CaO	2,40	2,11	3,94	4,98	3,35
Na₂O	3,59	3,26	3,45	3,75	2,79
K₂O	4,21	4,52	2,20	2,84	3,72
P₂O₅	0,21	0,24	0,24	0,71	0,52
PPC	1,10	1,00	0,92	0,66	0,92
Total	99,61	99,54	99,41	99,25	99,18
Q	20,57	20,42	20,66	4,88	8,60
Co	0,62	1,37	1,81		2,24
Or	25,25	27,10	13,19	17,01	22,36
Ab	30,83	27,98	29,63	32,17	24,01
An	10,69	9,03	18,25	19,71	13,45
Ne					
Lc					
Ac					
Di				0,52	
Hy	10,51	12,27	14,16	21,76	26,12
Ol					
IL	1,00	1,23	1,69	2,21	1,93
Mt					
Ap	0,50	0,57	0,57	1,70	1,25
I.D.	76,65	75,50	63,48	54,06	54,97
A (afm)	59,18	55,37	43,23	37,36	33,75
F (afm)	26,40	27,83	37,49	35,71	37,48
M (afm)	14,42	16,80	19,28	26,93	28,77

Tabla 5.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 859. Enclaves

MUESTRA	JF-9251	JF-9250	JF-9249	JF-9268	JF-9276
Rb	185,00	218,00	148,00	192,00	277,00
Sr	281,00	246,00	350,00	307,00	266,00
Ba	384,00	457,00	266,00	464,00	340,00
V	45,00	39,00	67,00	132,00	95,00
Cr	138,00	120,00	143,00	168,00	252,00
Co	9,00	14,00	13,00	19,00	24,00
Ni	21,00	18,00	24,00	40,00	118,00
Cu	4,00	4,00	17,00	56,00	134,00
Zn	227,00	76,00	59,00	82,00	116,00
Zr	130,00	159,00	164,00	233,00	194,00
Nb	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Y	13,00	20,00	9,00	21,00	22,00

Tabla 5.- Análisis Químicos (elementos traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 859. Enclaves (continuación)

MUESTRA	JF-9259	JF-9260	JF-9267	JF-9269	JF-9273	JF-9264
SIO₂	69,53	70,42	69,87	71,16	70,71	69,78
TIO₂	0,38	0,34	0,39	0,31	0,35	0,43
Al₂O₃	15,40	15,05	15,22	14,88	14,92	14,92
FeO (t)	2,53	2,26	2,48	2,14	2,23	2,38
MgO	0,97	0,89	0,91	0,64	0,80	0,84
MnO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
CaO	2,01	1,48	2,25	1,19	1,49	1,66
Na₂O	3,71	3,37	3,80	3,43	3,42	4,27
K₂O	4,07	4,74	3,69	4,54	4,63	4,07
P2O₅	0,15	0,14	0,15	0,29	0,17	0,17
PPC	0,90	1,00	0,90	1,20	1,00	1,17
Total	99,69	99,73	99,70	99,82	99,75	99,73
Q	25,48	27,44	26,38	29,96	27,91	23,66
Co	1,61	2,04	1,25	2,89	2,00	0,88
Or	24,34	28,36	22,06	27,19	27,70	24,39
Ab	31,77	28,87	32,53	29,42	29,30	36,64
An	9,10	6,50	10,30	4,06	6,36	7,23
Ne						
Lc						
Ac						
Di						
Hy	6,60	5,96	6,33	5,15	5,63	5,93
Ol						
Il	0,73	0,65	0,74	0,59	0,67	0,82
Mt						
Ap	0,35	0,33	0,35	0,69	0,40	0,40
I.D.	81,59	84,47	80,97	86,57	84,91	84,69
A (afm)	68,97	72,02	68,84	74,14	72,65	72,15
F (afm)	22,43	20,07	22,79	19,91	20,13	20,59
M (afm)	8,60	7,90	8,36	5,95	7,22	7,27

Tabla 6.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 859. *Microadamellite*

MUESTRA	JF-9259	JF-9260	JF-9267	JF-9269	JF-9273	JF-9264
Rb	184	217	179	270	223	230
Sr	221	200	203	129	169	179
Ba	684	497	625	456	501	598
V	13	13	16	12	13	24
Cr	106	106	107	124	110	108
Co	5	4	4	3	4	6
Ni	4	4	14	16	5	2
Cu	2	2	4	4	4	4
Zn	58	58	57	55	50	56
Zr	190	170	184	140	162	176
Nb						8
Y	11	10	11	8	10	9

Tabla 6.- Análisis Químicos (elementos traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 859. Microadademellita (continuación)

MUESTRA	JF-9277	JF-9283	JF-9284	JF-9278	JF-9040	JF-9279	JF-9280	JF-9281	JF-9282	JF-9285	JF-9033
SiO₂	75,70	73,96	73,91	73,05	73,49	72,74	72,59	73,26	72,35	72,24	74,26
TiO₂	0,14	0,27	0,30	0,23	0,21	0,28	0,25	0,19	0,31	0,34	0,24
Al₂O₃	13,11	13,26	13,39	14,10	14,39	14,46	14,57	14,38	14,41	13,91	13,39
FeO (t)	1,34	1,77	1,88	1,72	1,56	1,87	1,68	1,55	1,99	2,20	1,58
MgO	0,24	0,45	0,52	0,48	0,34	0,45	0,36	0,32	0,53	0,48	0,41
MnO	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05
CaO	0,45	1,07	1,05	0,55	0,60	0,71	0,60	0,54	1,07	1,17	0,80
Na₂O	3,81	3,71	3,80	3,45	3,92	3,79	3,60	3,90	3,96	3,94	3,88
K₂O	4,12	4,24	4,19	4,38	4,51	4,65	5,16	4,44	4,27	4,52	4,18
P₂O₅	0,01	0,01	0,09	0,25	0,23	0,25	0,25	0,25	0,18	0,12	0,11
PPC	0,80	0,84	0,58	1,79	0,90	0,94	1,11	1,22	0,84	0,68	0,56
Total	99,77	99,62	99,76	100,04	100,20	100,19	100,21	100,09	99,96	99,66	99,46
Q	35,79	32,30	31,86	34,32	31,30	30,24	29,79	31,81	29,17	27,78	32,85
Co	1,60	0,65	0,91	3,33	2,53	2,51	2,59	2,80	1,77	0,70	1,30
Or	24,59	25,36	24,96	26,33	26,83	27,68	30,76	26,53	25,45	26,98	24,97
Ab	32,57	31,77	32,41	29,70	33,39	32,30	30,73	33,36	33,79	33,67	33,19
An	2,18	5,30	4,65	1,11	1,48	1,90	1,35	1,05	4,16	5,07	3,28
Ne											
Lc											
Ac											
Di											
Hy	2,95	4,05	4,39	4,13	3,49	4,21	3,68	3,45	4,60	4,84	3,65
Ol											
Il	0,26	0,51	0,57	0,44	0,40	0,53	0,47	0,36	0,59	0,65	0,48
Mt											
Ap	0,02	0,02	0,21	0,60	0,54	0,59	0,59	0,59	0,42	0,28	0,26
I.D.	92,95	89,43	89,23	90,35	91,52	90,22	91,28	91,70	88,41	88,43	91,01
A (afm)	83,39	78,17	76,90	78,07	81,61	78,44	81,11	81,68	76,56	75,94	80,20
F (afm)	14,09	17,40	18,09	17,15	15,10	17,38	15,56	15,18	18,51	19,75	15,72
M (afm)	2,52	4,42	5,00	4,79	3,29	4,18	3,33	3,13	4,93	4,31	4,08

Tabla 7.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 859. ranitos de El Guijo

MUESTRA	JF-9277	JF-9283	JF-9284	JF-9278	JF-9040	JF-9279	JF-9280	JF-9281	JF-9282	JF-9285	JF-9033
Rb	390	260	270	330	340	290	313	343	250	300	280
Sr	30	100	110	44	43	75	46	36	98	120	70
Ba	72	381	320	228	149	201	202	109	356	178	364
V	3	7	10		2	7	1	3	5	10	10
Cr	151	148	149	119	127	145	119	143	159	115	135
Co											
Ni	1	4	5	84	104	88	97	78	90	5	5
Cu	5	4	2	29	4	2	2	16	1	3	3
Zn	67	74	58	103	58	66	35	64	51	45	35
Zr	50	100	90	40	30	70	60	20	110	130	80
Nb	9	6	8			8					
Y	6	12	11	7	7	9	8	7	11	11	3

Tabla 7.- Análisis Químicos (elementos traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 859. Granitos de El Guijo (continuación)

MUESTRA	JF-9251	JF-9250	JF-9249	JF-9268	JF-9276
SiO₂	72,79	72,99	73,22	71,78	73,96
TiO₂	0,24	0,29	0,28	0,30	0,22
Al₂O₃	13,95	13,69	13,60	14,70	13,52
FeO (t)	1,76	2,12	2,06	2,00	1,73
MgO	0,45	0,42	0,40	0,55	0,43
MnO	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
CaO	0,98	1,13	1,17	0,88	0,70
Na₂O	3,50	3,53	3,56	3,56	3,20
K₂O	5,05	4,99	4,84	4,82	5,22
P₂O₅	0,10	0,11	0,11	0,27	0,09
PPC	0,92	0,44	0,49	0,88	0,70
Total	99,78	99,75	99,77	99,77	99,81
Q	29,62	29,23	29,86	29,52	32,45
Co	1,19	0,69	0,64	2,70	1,56
Or	30,18	29,68	28,80	28,79	31,11
Ab	29,95	30,07	30,33	30,45	27,31
An	4,25	4,92	5,12	2,63	2,91
Ne					
Lc					
Ac					
Di					
Hy	4,08	4,57	4,42	4,66	4,00
Ol					
Il	0,46	0,55	0,53	0,57	0,42
Mt					
Ap	0,23	0,26	0,26	0,64	0,21
I.D.	89,75	88,98	88,99	88,76	90,87
A (afm)	79,46	77,03	77,35	76,67	79,58
F (afm)	16,36	19,17	18,97	18,30	16,35
M (afm)	4,18	3,80	3,68	5,03	4,06

Tabla 8.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 859. Granitos de Mogabar

MUESTRA	JF-9251	JF-9250	JF-9249	JF-9268	JF-9276
Rb	316	299	299	294	316
Sr	91	80	81	73	60
Ba	248	40	201	316	184
V	5	4	4	9	3
Cr	117	135	121	119	146
Co	3	3	4	11	3
Ni	1	1	4	3	4
Cu	4	2	3	12	
Zn	51	48	52	67	407
Zr	127	156	164	131	116
Nb					
Y	13	24	26	11	15

Tabla 8.- Análisis Químicos (elementos traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 859. Granitos de Mogabar (continuación)

MUESTRA	JF-9189	JF-9198	JF-9175	JF-9188	JF-9263
SiO₂	73,88	75,22	74,21	71,91	72,53
TiO₂	0,08	0,02	0,08	0,29	0,26
Al₂O₃	14,19	14,32	13,95	14,17	14,09
FeO (t)	1,32	0,89	0,90	2,15	1,83
MgO	0,27	0,01	0,25	0,56	0,54
MnO	0,04	0,12	0,04	0,06	0,04
CaO	0,33	0,25	0,31	0,59	0,63
Na₂O	2,76	4,12	4,74	2,75	3,13
K₂O	4,66	4,04	4,15	5,10	5,15
P₂O₅	0,15	0,03	0,10	0,16	0,26
PPC	2,15	0,87	1,25	2,00	1,34
Total	99,83	99,89	99,98	99,74	99,80
Q	39,13	34,84	29,64	33,88	32,31
Co	4,46	2,81	1,35	3,51	2,88
Or	28,18	24,10	24,83	30,83	30,90
Ab	23,90	35,20	40,61	23,80	26,89
An	0,67	1,05	0,89	1,92	1,45
Ne					
Lc					
Ac					
Di					
Hy	3,11	1,86	2,29	5,08	4,42
Ol					
IL	0,15	0,03	0,15	0,56	0,50
Mt					
Ap	0,36	0,07	0,23	0,38	0,62
I.D.	91,21	94,14	95,08	88,51	90,10
A (afm)	82,35	90,07	88,55	74,34	77,75
F (afm)	14,65	9,82	8,96	20,36	17,18
M (afm)	3,00	0,11	2,49	5,30	5,07

Tabla 9.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 859. Pórfidos graníticos

MUESTRA	JF-9189	JF-9198	JF-9175	JF-9188	JF-9263
Rb	532	771	444	354	310
Sr	47	9	52	80	72
Ba	81	11	62	282	177
V	2		1	8	5
Cr	100	95	146	112	82
Co	2		2	4	2
Ni	4	4	5	6	1
Cu	2	2	49	3	6
Zn	21	46	21	42	33
Zr	43	30	13	159	126
Nb	5	18	30	5	
Y	7	13	10	15	11

Tabla 9.- Análisis Químicos (elementos traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 859. Pórfidos graníticos (continuación)

MUESTRA	JF-9261	JF-9262	JF-9270	JF-9271	JF-9272	JF-9274
SiO₂	74,22	74,36	74,65	75,15	74,46	74,70
TiO₂	0,07	0,07	0,10	0,07	0,10	0,10
Al₂O₃	14,44	14,27	14,22	14,04	14,36	14,50
FeO (t)	1,07	0,92	1,15	0,93	1,04	1,07
MgO	0,06	0,11	0,10	0,09	0,14	0,13
MnO	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02
CaO	0,39	0,53	0,40	0,37	0,48	0,48
Na₂O	3,96	3,73	3,62	3,45	3,45	3,40
K₂O	4,31	4,24	4,00	4,36	4,26	4,27
P₂O₅	0,32	0,45	0,41	0,29	0,39	0,38
PPC	1,00	1,17	1,17	1,10	1,16	1,12
Total	99,86	99,87	99,85	99,86	99,87	100,17
Q	34,18	36,12	38,01	38,01	37,60	37,93
Co	3,35	3,70	4,24	3,71	4,18	4,36
Or	25,75	25,37	23,94	26,08	25,49	25,46
Ab	33,88	31,96	31,03	29,55	29,56	29,03
An						
Ne						
Lc						
Ac						
Di						
Hy	2,07	1,92	2,28	1,86	2,18	2,19
Ol						
IL	0,13	0,13	0,19	0,13	0,19	0,19
Mt						
Ap	0,76	1,07	0,98	0,69	0,93	0,90
I.D.	93,81	93,45	92,98	93,64	92,65	92,42
A (afm)	87,98	88,56	85,91	88,45	86,73	86,47
F (afm)	11,38	10,22	12,97	10,53	11,70	12,06
M (afm)	0,64	1,22	1,13	1,02	1,57	1,47

Tabla 10.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 859. Leucogranito

MUESTRA	JF-9261	JF-9262	JF-9270	JF-9271	JF-9272	JF-9274
Rb	503	530	586	369	593	568
Sr	10	19	9	14	12	17
Ba	5	11	18	9	24	20
V			2	3	3	1
Cr	103	90	146	137	134	103
Co	7	1	31	1		
Ni	2	3	15	14	10	6
Cu	2	5	31	5	11	4
Zn	63	16	49	16	38	26
Zr	39	28	39	20		36
Nb						
Y	10	3	3	2		3

Tabla 10.- Análisis Químicos (elementos traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 859. Leucogranito (continuación)

4.3. METAMORFISMO

4.3.1. Metamorfismo regional

Las rocas que constituyen la Unidad Metasedimentaria, fueron afectadas por procesos de metamorfismo regional, sincrónicos de su deformación durante la Orogenia Varisca. Estos fueron, en los niveles actualmente expuestos, siempre de grados muy bajos. No obstante, existe una diferencia apreciable de grado metamórfico entre las dos unidades estructurales que se han distinguido.

Al norte de la Falla de Santa Eufemia, las rocas expuestas apenas alcanzaron condiciones en el campo del anquimetamorfismo, no observándose procesos de recristalización mineral detectables con métodos ópticos.

Al sur de dicha falla, por el contrario, la sucesión "culm" fue deformada en condiciones metamórficas, que aunque de grado muy bajo, están ya claramente dentro de las facies de los esquistos verdes de baja temperatura, siendo notoria la neoformación de clorita, sericitia y cuarzo, en las rocas pelíticas y grauváquicas, y de clorita, anfíbol actinolítico y epidota, en las escasas rocas básicas expuestas. Por criterios texturales puede deducirse que las condiciones metamórficas máximas se alcanzaron durante o ligeramente después del desarrollo de la primera fase de deformación, única con carácter penetrativo en este sector.

4.3.2. Metamorfismo de contacto

La intrusión en niveles corticales someros del volumen notable de magmas que dieron lugar a las rocas del Batolito de Los Pedroches, introdujo en los mismos una anomalía térmica manifestada por el desarrollo en su encajante de una aureola de metamorfismo de contacto, que en la hoja que nos ocupa alcanza 2 km de espesor. Conviene destacar que, aunque es teóricamente probable dado el carácter poliintrusivo del batolito en este sector, no se han encontrado evidencias texturales o mineralógicas que indiquen superposición de efectos metamórficos de contacto ligados, respectivamente, al emplazamiento de las granodioritas y al de los plutones graníticos posteriores, tal y como describieron RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.* (1990) en la vecina hoja de Hinojosa del Duque.

Como es común en estos casos, la aureola aparece zonada centrípetamente distinguiéndose con carácter general una zona externa, correspondiente a la facies de las corneanas de albíta-epidota, con paragénesis de cuarzo + moscovita + albíta + clorita + epidota, y una zona interna, en facies de las corneanas hornbléndicas, caracterizada por asociaciones de cuarzo + moscovita + biotita + cordierita + andalucita (chiastolita).

Las texturas más comunes, según protolitos, varían entre granoblásticas y lérido-porfidoblásticas, con "spots" de cordierita, chiastolita o productos de alteración de los mismos.

Localmente, en zonas inmediatamente adyacentes al contacto intrusivo, se han reconocido paragénesis con feldespato potásico + cordierita + andalucita \pm sillimanita, lo cual nos indica que se alcanzaron las condiciones de la facies de corneanas piroxénicas. La reacción de desestabilización de la moscovita en presencia de cuarzo, para dar feldespato potásico + silicatos de Al + agua, tiene lugar a 580°C/1Kb (WINKLER, 1978) o 625°C/2Kb (AUBOUIN *et al.*, 1981). De acuerdo con estos datos, la temperatura de intrusión deducida según el método de JAEGER (1957) (*in* WINKLER, 1978), rondaría los 750°C. Esta temperatura debe ser con-

siderada como meramente orientativa, ya que procesos retrometamórficos, posiblemente ligados a circulación de fluidos ("turmalinización" frecuente junto a los contactos), han podido enmascarar las paragénesis originales (PASCUAL, 1984).

Con carácter general, la blastesis metamórfica de contacto se produjo en condiciones estáticas, con posterioridad a la deformación penetrativa de las rocas encajantes.

4.4. RECAPITULACIÓN PETROGENÉTICA

Los datos obtenidos durante la elaboración del presente estudio, presentados en capítulos anteriores, permiten interpretar algunos de los rasgos fundamentales de la génesis y evolución del complejo ígneo, notable a escala del Macizo Hespérico, que constituye el Batolito de Los Pedroches.

Aspectos relevantes para entender la formación y desenraizamiento de un volumen tan importante de fundidos son sin duda:

- características de las áreas fuente;
- fuente de calor;
- ambiente tectónico;

todos ellos de envergadura regional y de importancia de cara a características tales como composición, reología y mecanismos de emplazamiento. Evidentemente, todos estos aspectos están interrelacionados de manera variable, siendo arbitrarios los límites que marquemos entre ellos y, a su vez, constituyen los condicionantes principales de los procesos internos que caracterizan la evolución de los magmas, una vez que se han concentrado.

4.4.1. Características de las áreas fuente

El primer hecho a tener en cuenta, de cara a este objetivo, es el reconocimiento de la naturaleza heterogénea del batolito en términos composicionales. En este sentido, la presencia de enclaves de composición básica no por ser muy minoritaria deja de ser importante. Dichas rocas solo pueden proceder de una fuente mantélica, cuya caracterización detallada no podemos abordar, en parte por aparecer frecuentemente contaminadas con material ácido, en parte por no disponer de estudios geoquímicos más detallados (tierras raras e isótopos).

La mayor parte del volumen del batolito está formado por rocas ácidas, de quimismo alumínico, cuya fuente más probable debió estar ubicada en la corteza inferior, aunque tampoco se puede caracterizar con los datos disponibles la naturaleza precisa de la misma. No obstante, dicho quimismo, junto con las múltiples evidencias de mezcla entre uno y otro tipos litológicos (véase Epígrafe 4.4.4.3) y la presencia de inyecciones sin-plutónicas básicas en granitos de otros sectores del batolito (Hoja de Andújar; LARREA *et al.*, en prensa c), permiten descartar sin ningún género de dudas que los enclaves básicos e intermedios representan materiales restíticos en la fuente de los magmas ácidos.

En definitiva, se puede concluir que en la génesis del Batolito de Los Pedroches han contribuido líquidos derivados de dos áreas fuentes diferentes: unos con fuente mantélica y otros con fuente cortical.

4.4.2. Fuentes de calor

Uno de los aspectos fundamentales a tener en cuenta en la génesis de un volumen tan grande de magma granítico *s.l.* en fuentes corticales, es el relativo al incremento de temperatura necesario para producir la fusión parcial de las rocas fuertemente deshidratadas de la base de la corteza. En el caso del Batolito de Los Pedroches, el volumen mínimo de líquidos de origen fundamentalmente cortical que alcanzaron su nivel de emplazamiento final en ambientes someros puede estimarse en unos 20.000 km³ (200 km de longitud mínima, 20 km de anchura media y 5 km de espesor medio).

Una causa interna (calentamiento por descomposición radiactiva de elementos presentes en la propia corteza) es en nuestra opinión muy poco probable, dada la correlación entre génesis batolítica y estadios avanzados del proceso orogénico varisco, no solo en este sector sino aún más masivamente en otras zonas del Macizo Ibérico (Extremadura, Galicia, Sistema Central) y del resto del Orógeno Varisco europeo. Esta coincidencia supondría, por una parte un elemento de casualidad o predestinación, que repugna al más elemental intento de análisis científico y, por otra, una homogeneidad composicional improbable a la luz de la heterogeneidad de ambientes geológicos expuestos en superficie.

En definitiva, parece más probable que el proceso de fusión parcial basicortical fuese desparado por una causa externa. Una descompresión ligada al colapso extensional tardío de un orógeno previamente engrosado durante la etapa colisional, ha sido considerada como la causa que ha disparado la fusión parcial de niveles meso y basicorticales en algunas regiones (p.ej. Himalaya, LE FORT, 1988; LE FORT *et al.*, 1987). No creemos que un mecanismo de este tipo pueda explicar, tampoco, la génesis de los extensos batolitos tardivariscos *s.l.* del Macizo Ibérico, incluido el Batolito de Los Pedroches, por las siguientes razones:

- En el Macizo Ibérico, no existen evidencias estructurales que justifiquen un engrosamiento cortical importante. Aunque en el área que nos ocupa si debió haber un engrosamiento por la subducción de la Zona de Ossa-Morena bajo la Centroibérica.
- En el caso tipo (Himalaya, LE FORT, 1988), la composición de los fundidos es muy próxima a la del punto mínimo en el sistema Q-Ab-Or-H₂O, cuyo desenraizamiento es muy limitado como consecuencia del alto grado de polimerización (viscosidad) de este tipo de magmas. En Los Pedroches, la composición de las rocas es mucho más básica que en el Himalaya, hecho que implica un calentamiento efectivo muy por encima de la temperatura de dicho punto mínimo; por tanto, imposible de explicar por procesos de descompresión exclusivamente.
- El desenraizamiento del volumen tan grande de magmas graníticos *s.l.* hasta niveles corticales someros requiere, además de un régimen tectónico adecuado, una temperatura suficientemente alta de los líquidos, que permita su ascenso masivo, sin quedar congelados cerca de su área fuente.

En resumen, para justificar tanto la composición de las rocas del batolito como su ascenso masivo, se requiere que los magmas se generasen bajo un campo térmico muy por encima de su temperatura "solidus" (700-750°C; WHITNEY, 1975, 1988). Un emplazamiento en niveles basicorticales de un volumen adecuado de magmas básicos, de origen mantélico, con temperaturas "solidus" en torno a 1000°-1100°C (WYLLIE, 1979) podría aportar la energía necesaria para generar nuestros magmas y permitir su segregación y desenraizamiento. La

presencia de precursores básicos en esta zona, no es en ningún caso una especulación, dadas las abundantes evidencias que se han presentado anteriormente, y que se revisan más específicamente más adelante (Epígrafe 4.4.4.). Sin embargo, resta por explicar el mecanismo responsable de la generación de los citados magmas básicos, cuyas causas, ligadas probablemente a la dinámica del manto, está más allá de nuestras posibilidades de interpretación con los datos obtenidos en el presente estudio.

4.4.3. Ambiente tectónico

Las condiciones tectónicas regionales constituyen un elemento importante en la génesis de rocas ígneas y son, además, el factor principal que controla los mecanismos de ascenso, emplazamiento y cristalización de los magmas desenraizados. En el sector meridional del Macizo Ibérico, que aquí nos interesa, la generación del Batolito de Los Pedroches se encuadra en etapas tardías de la Orogenia Varisca. El proceso de intrusión del batolito se puede explicar en dos marcos diferentes:

- A) Se incluiría dentro del régimen tectónico de transpresión sinistra que durante toda su evolución caracteriza a la Orogenia Varisca en este sector de la cadena (APALATEGUI *et al.*, 1990; QUESADA, 1992). En este contexto, cuyos rasgos más característicos vienen expresados por la heterogeneidad (partición) de la deformación, el bloque litosférico en el que se ubica el batolito se vio sometido durante el Carbonífero superior a procesos eminentemente extensionales (transtensionales), como atestiguan la falta de deformación compresiva en las rocas ígneas durante su emplazamiento, su geometría lineal de conjunto y la presencia de los notables haces filonianos (véase Capítulo 3.2.).
- B) La otra posibilidad es sería el desarrollo de un proceso más complejo, que incluya varias etapas de acortamiento con etapas extensionales entre ellos, que permitirían la intrusión del Batolito de Los Pedroches.

Un contexto tectónico de este tipo aparece como altamente eficiente, a través del desarrollo de fracturas extensionales, para canalizar el ascenso de magmas desde sus áreas fuente hasta niveles corticales someros.

Por otra parte, el proceso de extensión debió producir un cierto grado de adelgazamiento cortical y, en consecuencia, una descompresión de los entornos basicorticales que pudo contribuir a favorecer los procesos de fusión parcial en los mismos.

De manera especulativa se sugiere que un proceso de diapirismo astenosférico podría explicar, por una parte, la fusión parcial en el manto para dar lugar a los magmas básicos que se han invocado como fuente de calor y, por otra, a la extensión que afectó a este sector del Macizo Ibérico y favoreció el ascenso y emplazamiento del Batolito de Los Pedroches. Esta hipótesis tiene un cierto punto de apoyo en la información gravimétrica regional, inédita, cedida amablemente para consulta por ENRESA, en la que el batolito coincide con una marcada anomalía negativa, axial respecto de una importante anomalía positiva de longitud de onda varias veces mayor.

4.4.4. Evolución magmática

Una vez revisadas las condiciones del entorno en que se produjo la formación del Batolito de Los Pedroches, es el momento de discutir los procesos que contribuyeron a la misma, desde

la fusión parcial hasta la cristalización total, pasando por los mecanismos de ascenso y la evaluación de los procesos de diferenciación. Conviene resaltar que con los datos disponibles, la discusión que sigue solo puede centrarse en aspectos cualitativos.

4.4.4.1. Fusión parcial

El carácter marcadamente subsaturado en H_2O de la inmensa mayoría de las rocas del batolito; únicamente se alcanzaron condiciones de saturación en estadios finales muy diferenciados (leucogranitos) de forma minoritaria; sugiere que el proceso de fusión parcial de las rocas de origen basicortical mayoritarias, fuese del tipo "ausente de fluidos". En esas condiciones, de acuerdo con WYLLIE (1977) y CLEMENS y MAWER (1992), pueden generarse magmas de químismo peralumínico, fundamentalmente por reacciones de descomposición de biotita y hornblenda, a partir de litologías anfibolíticas y/o metasedimentarias, comenzando la fusión entre 850°C (descomposición de biotita) y 950°C (descomposición de hornblenda). El residuo restítico correspondería a una granulita. A la luz de estos datos, resulta evidente la necesidad de una fuente de calor externa para alcanzar dicha temperatura en entornos corticales.

El fundido producido en esas condiciones tendría composición granítica. Para generar un fundido de composición más básica (granodiorítica o tonalítica) las condiciones deberían ser más extremas, mayores de 1000°C y 1100°C, respectivamente (WHITNEY, 1975, 1988; HESS, 1989), razón por la cual numerosos autores consideran inviable la formación de magmas primarios tonalíticos en ambientes corticales. Incluso la formación de magmas granodioríticos primarios en la corteza es altamente improbable, a menos que haya un aporte masivo ("underplating") de magmas básicos ($T_{solidus} = 1000-1100^\circ C$; WYLLIE, 1979) durante un período prolongado de tiempo, o contengan una fracción importante de material restítico (granitos inhomogéneos).

A la luz de estos datos experimentales consideramos que las escasas aunque significativas litologías tonalíticas y más básicas que aparecen, fundamentalmente como enclaves, en las granodioritas de Los Pedroches no deben ser productos magmáticos generados en la corteza, sino que podrían representar facies diferenciadas de los magmas básicos de origen mantélico a los que se viene aludiendo o, alternativamente, productos de hibridación entre dichos magmas y fundidos graníticos de la fuente cortical. La posibilidad de que pudiesen representar residuos refractarios (restitas) de las rocas fuente de los granitos, parece descartable a la luz del carácter típicamente ígneo (DIDIER y BARBARIN, 1991) de estos enclaves (textura de cristalización magmática, presencia de márgenes de enfriamiento y existencia de globulos xenolíticos "ácidos" blindados por coronas de anfíbolo y biotita, entre otros argumentos). En cualquier caso, puede concluirse que estos productos minoritarios no representan magmas primarios.

Respecto al carácter primario o secundario de los magmas que dieron lugar a las litologías mayoritarias del batolito, conviene resaltar los siguientes hechos: los magmas que dieron lugar a las rocas del grupo granodiorítico presentan un químismo predominantemente peralumínico (véase Epígrafe 4.2.), que sugiere una fuente cortical; cabe descartar por tanto que representen puramente productos mantélicos diferenciados. Pensando en una fuente en la base de la corteza, y teniendo en cuenta los datos experimentales respecto a la $T_{liquidus}$ de un magma de esta composición antes referidos, el gran volumen de rocas granodioríticas presentes en Los Pedroches, requeriría del aporte continuado de un volumen enorme de magmas básicos capaz de generar las condiciones térmicas necesarias para producir líquidos de esta composición. Por otra parte, son numerosas las evidencias que sugieren un carácter

híbrido de las granodioritas (véase Epígrafe 4.4.4.3), la más llamativa de las cuales es sin duda la presencia de abundantisimos enclaves de litologías ígneas más básicas. Por este motivo, se considera que el magma que dio lugar a las rocas del grupo granodiorítico fue un magma secundario, híbrido entre un polo básico mantélico y otro ácido basicortical.

Varias cuestiones surgen como consecuencias inmediatas de esta interpretación: ¿cuál era la composición del magma ácido primario?; ¿Proceden las rocas del grupo granítico-adamellítico de ese magma primario?

Con los datos disponibles, no es fácil decidirse por una respuesta incuestionable. Por una parte, la composición global de las rocas del grupo granítico-adamellítico podría corresponder adecuadamente con la de dicho magma primario. No obstante, existen evidencias tanto de campo, como petrográficas y geoquímicas que sugieren una ligazón evolutiva entre estas rocas y las del grupo granodiorítico, entre las que destacan:

- contactos transicionales entre granodioritas y adamellitas, por una parte, y entre adamellitas y granitos, por otra, en el sector oriental de batolito (Hojas de Cardeña, Virgen de la Cabeza y Andújar; QUESADA *et al.*, en prensa; LARREA *et al.*, en prensa a y c).
- persistencia de rasgos de rocas híbridas (enclaves, xenocristales, cristales parcialmente reabsorbidos) en rocas de este grupo, aunque su importancia relativa es menor que en las granodioritas y disminuye progresivamente al aumentar la acidez, siendo muy escasos en los granitos biotíticos porfídicos.
- buena correlación geoquímica entre los dos grupos de rocas (Figs. 13, 14, 15 y 16), con ausencia de "gaps" significativos, hecho que sugiere una conexión a través de un proceso de diferenciación por cristalización fraccionada.
- signatura "mantélica" ($\approx 0,704$) de la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, tanto en las granodioritas como en los granitos.

Por todo ello, nos inclinamos a considerar que a la escala del conjunto del Batolito de Los Pedroches, las rocas del grupo granítico-adamellítico representan en su mayor parte productos diferenciados a partir del mismo magma que dio lugar al grupo granodiorítico. No se puede descartar, sin embargo, que alguna parte de las rocas graníticas, en especial en plutones desenraizados como los que afloran en esta hoja, pudiese representar productos del magma primario basicortical, por otra parte indistinguibles composicional y texturalmente de las rocas diferenciadas.

Otra posibilidad, como apuntan DONAIRE *et al.* (1999), es la existencia de un mecanismo de fusión parcial progresiva para explicar la generación de las dos secuencias evolutivas encontradas en el Batolito de Los Pedroches, de modo que, la propagación de calor habría producido la primera fusión en las partes más profundas del área fuente, dando lugar a la producción de magmas granodioríticos, mientras que los magmas del Grupo Granítico-Adamellítico se generarían después según el calor se propagó a las partes superiores de una fuente similar isotópicamente.

4.4.4.2. Segregación. Ascenso y emplazamiento

Una vez que los procesos de fusión parcial hubieron producido un volumen significativo de

fundido, éste debió proceder a migrar y concentrarse formando una cámara magmática en la base de la corteza o "mush" de cristales y líquido. La existencia de esta cámara profunda es imprescindible para explicar, por una parte, el carácter híbrido de los magmas granodioríticos, primeros en ascender, y por otra, su manifiesta homogeneidad composicional a lo largo de todo el Batolito de Los Pedroches. Ambas características debieron ser el resultado de un vigoroso proceso de convección, que debió instalarse en dicha cámara magmática en respuesta a una zonación térmica desde el foco de calor básico hacia arriba a través de la corteza. Las evidencias de mezcla de magmas, probablemente consecuencia de la inyección esporádica de pulsos básicos dentro de la cámara de magmas graníticos, a escala cristalina (cristales reabsorbidos, xenolitos, etc.) sugieren un alto contenido de la fracción fundida y un eficiente proceso de "mixing" entre ambos líquidos. Por su parte, los numerosos enclaves atestiguan sobre un proceso de "mingling", probablemente posterior en el tiempo, como respuesta al mismo proceso de inyección básica, pero ya en una cámara magmática con mayor proporción de cristales y, por tanto, con convección menos vigorosa e incapaz de desagregar completamente la intrusión básica, pero aún capaz de generar "pillows" a partir de ella.

Estos datos sugieren que el enfriamiento y el inicio de la diferenciación magmática comenzaron ya en esta cámara profunda. Una vez que ésta alcanzó un volumen suficiente como para representar una anomalía gravimétrica significativa, debió comenzar el ascenso de los magmas más ligeros a través de su encajante más denso, favorecido por el régimen tectónico extensional al que antes se ha aludido. Este debió producirse mediante inyección y propagación hacia arriba de fracturas tensionales abiertas, hasta alcanzar niveles en que la fuerza gravitatoria ascensional de los magmas se viese contrarrestada por el efecto combinado de la carga litostática, su aumento de viscosidad por enfriamiento y, tal vez, por la presencia de alguna discontinuidad subhorizontal de origen incierto (litológica o estructural). Un mecanismo como el que aquí se interpreta, ha sido modelizado por CLEMENS y MAWER (1992) y resulta tremadamente eficiente para evacuar grandes volúmenes de magma en tiempos muy cortos (en la escala del millar de años).

En ese momento, se debió pasar a un proceso de inyección subhorizontal, que dio como resultado el crecimiento de la cámara magmática superficial de forma groseramente lacolítica, en la que finalmente se produjo la cristalización total de los fundidos. También en esta cámara superficial debió establecerse un régimen de convección, por el contraste térmico entre los magmas y su encajante, aunque en ningún caso parece que fue suficientemente intenso como para producir la homogeneización total de los mismos, siendo incapaz de deshacer las inyecciones sin-plutónicas de sucesivos impulsos de líquidos de la misma composición (microgranodiorita).

Probablemente, el enfriamiento progresivo de la cámara magmática profunda, ligado a una disminución o al cese total del "underplating" de material mantélico, habría dado lugar al comienzo de un proceso de cristalización fraccionada en la misma, cuyo resultado condujo, en nuestra opinión, a la formación de un residuo magmático de composición, primero adamellítica, luego granítica, cuyo emplazamiento, mediante mecanismos de ascenso similares a los anteriormente descritos, habría dado lugar a los plutones circunscritos, tardíos, que aparecen en esta hoja y en otros sectores del Batolito de Los Pedroches. Igual resultado habría tenido el enfriamiento de la cámara magmática superficial, cuya diferenciación *in situ* habría dado lugar a la zonación centrípeta con contactos transicionales entre todas las facies que se observa en sectores orientales del batolito (Plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza; LARREA et al., 1992).

En los plutones circunscritos, algunas evidencias estructurales (véase Epígrafe 3.2.3), parecen indicar que en algún momento de su emplazamiento pudieron haber operado procesos del tipo subsidencia de caldera, tal vez relacionada con actividad volcánica contemporánea de carácter explosivo, de la que, por otra parte, no queda ningún resto preservado, si es que alguna vez llegó a producirse.

4.4.4.3. Diferenciación y evolución magmática

Las rocas actualmente expuestas en el Batolito de Los Pedroches parecen corresponder, de acuerdo con la evidencia presentada en epígrafes anteriores, a productos diferenciados en grado diverso, a partir de dos magmas primarios, uno mantélico y otro cortical, cuyas facies cristalizadas correspondientes no se reconocen con claridad en el nivel actual de afloramiento. Tal vez, una parte de las rocas del grupo granítico-adamellítico se aproximen al polo ácido, mientras que productos relativamente poco evolucionados del polo básico puedan venir representados por haces de diques basálticos y algunos pequeños "stocks" gáboideos que afloran cerca de los bordes del batolito en algunos sectores (La Serena; EGUILUREN, 1983; y Cerro Bermejo en la Hoja de Cardeña; QUESADA *et al.*, en prensa).

De acuerdo con la evidencia estructural, petrográfica y geoquímica, presentada anteriormente, el proceso evolutivo de diferenciación debió estar dominado por dos hechos fundamentales: mezcla entre los dos referidos magmas primarios y cristalización fraccionada. Ambos procesos debieron ser operativos tanto en la cámara magmática profunda como en la superficial, aunque su importancia relativa fue diferente en cada caso. Por otra parte, la asimilación de material encajante no parece haber jugado un papel principal en la diferenciación del Batolito de Los Pedroches; las únicas evidencias corresponden a asimilación a pequeña escala de material metapelítico del encajante "culm" de la cámara superficial, manifestada por concentraciones restíticas nodulares, de pequeño tamaño (mili-centimétricas), presentes esporádicamente en la proximidad del contacto externo del batolito, y compuestas de un agregado granoblástico de biotita, espinela verde, corindón y sillimanita. El efecto resultante de esta asimilación es el acrecentamiento local del carácter peralumínico de las rocas ígneas.

Papel de la mezcla de magmas

Este proceso petrogenético de diferenciación parece haber tenido un papel preponderante en la formación del magma granodiorítico, en la cámara magmática profunda, como producto híbrido entre un magma basáltico mantélico y otro granítico, resultado de la fusión parcial *in situ* de la corteza inferior. Las evidencias que soportan esta interpretación son de diversa índole (DIDIER y BARBARÍN, 1991):

- Mesoscópicas: abundancia de enclaves microgranudos de composiciones más básicas, incluyendo enclaves múltiples; presencia de diques sin-plutónicos básicos, frecuentemente deshaciéndose en enclaves con forma de "pillow"; contactos lobulados y microcrenulados en enclaves y diques sin-plutónicos tanto difusos como netos, estos últimos con frecuencia presentan márgenes de enfriamiento del componente más básico; presencia de "schlieren" biotíticos producto de la destrucción de enclaves preexistentes en el flujo convectivo de la granodiorita; existencia de megacristales que crecieron a través del contacto enclave/roca huésped.
- Microscópicas: crecimiento dendrítico de plagioclasa en la granodiorita; existencia de xenocristales tanto en la granodiorita (restos corroídos de piroxenos y plagioclasa, apa-

tito acicular) como en los enclaves (cuarzo y feldespatos alcalinos globulares, frecuentemente con coronas de melanocrotos); textura poiquilitica de las rocas microgranadas; presencia de microenclaves básicos en la granodiorita (agregados de anfíbol, biotita y plagioclasa cálcica).

- Geoquímicas: desviación de algunos enclaves (los más básicos) del "trend" evolutivo general (Figs. 13, 14, 15 y 16), estando sin embargo los más evolucionados dentro de dicha evolución; relación ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en la granodiorita con signatura mantélica ($\approx 0,704$).

Este conjunto de características, junto con la gran monotonía composicional sugieren que el proceso de hibridación fue altamente eficiente, involucrando no solamente mecanismos de mezcla mecánica ("mingling"), que son los más fácilmente identificables, sino también, y de manera fundamental, de redisolución y mezcla química ("mixing"). Especial significación tiene en este sentido la presencia de enclaves que siguen la línea evolutiva geoquímica general del batolito y de cristales compartidos, hechos que sugieren que incluso en condiciones incapaces de destruir mecánicamente los enclaves, existió difusión e intercambio químico entre estos y el magma granodiorítico.

En la cámara magmática superficial, sin embargo, aunque existen evidencias numerosas de mezcla entre distintos pulsos sucesivos de magma granodiorítico, y localmente algo más básico, estas corresponden mayoritariamente a procesos de "mingling" (microgranodioritas), hecho que indica que el régimen convectivo fue en esta cámara mucho menos vigoroso. Esta circunstancia es enteramente lógica, dado que en ese momento los magmas, ya en vías de enfriamiento, contendrían un porcentaje mucho mayor de fases cristalizadas siendo, por tanto, mucho más viscosos. Una interpretación semejante ha sido propuesta por CASTRO (1990) en sectores más occidentales del batolito.

En la presente Hoja de Pozoblanco, existen también evidencias de mezcla superficial de magmas, de alcance muy limitado y puramente de tipo "mingling", en los bordes de la inyección sin-plutónica de microadamelíticas en el plutón granítico circunscrito de El Guijo.

Papel de la cristalización fraccionada

Así como en la génesis del magma granodiorítico el papel petrogenético preponderante correspondió a los procesos de mezcla de magmas, existen numerosas evidencias que indican que el proceso petrogenético que controló en mayor medida la diferenciación a partir de entonces fue la separación efectiva de fases cristalizadas, quedando un residuo progresivamente más ácido. La constatación de este hecho tiene dos implicaciones, íntimamente interrelacionadas: el sistema comenzó a enfriarse, a la vez que o como consecuencia de, una disminución progresiva del "underplating" de magma básico.

No obstante, el importante volumen de granodioritas, junto con su monotonía composicional, sugieren que durante algún tiempo la cámara magmática profunda debió alcanzar un estado de equilibrio, en el que las pérdidas del sistema por inyección hacia niveles superficiales, se viesen compensadas por la generación nueva de magma híbrido (mantenimiento dentro de límites estrechos del volumen de la inyección básica y consecuentemente de las condiciones térmicas y de la producción de magma granítico). El papel de la cristalización fraccionada en esas condiciones sería mínimo, y tendría lugar preferentemente durante el enfriamiento producido durante el ascenso y emplazamiento en la cámara magmática somera.

La disminución progresiva en la llegada de material básico, y finalmente su cese, habría producido forzosamente el inicio del enfriamiento de la base de la corteza previamente sobrecalentada y, como consecuencia inmediata, el comienzo de la cristalización de las fases más refractarias. El incremento correspondiente de viscosidad al aumentar la proporción cristales/fundido, así como el carácter más silíceo de este último y por tanto más polimerizable, habría conducido a una disminución progresiva y finalmente al cese total de la convención en la cámara magmática profunda. En ese momento probablemente entrarían a tener importancia procesos gravitatorios de separación de cristales y enclaves, conduciendo, en nuestra opinión, a la producción de una cámara zonada verticalmente.

A partir de ese momento, el ascenso de magmas procedería mayoritariamente de los niveles más altos de la cámara zonada, ocupados por los líquidos más ácidos y pobres en cristales, cuyo emplazamiento habría producido, en el caso de esta hoja, los plutones de El Guijo y Mogábar, así como el notable complejo de diques ácidos.

La diferenciación por cristalización fraccionada de estos magmas, habría continuado durante el ascenso y en la cámara magmática superficial, dando lugar al espectro composicional de las rocas del grupo granítico-adamellítico. La aparente contradicción respecto a una secuencia de diferenciación normal, que representa la intrusión con carácter relativamente tardío de las microadamellitas respecto de los granitos en los plutones de Mogábar y El Guijo, puede explicarse invocando un drenaje más profundo de la cámara basicortical, tal vez al agotarse por inyección hacia arriba la zona más superficial, granítica, de la misma.

Este hecho junto con toda la evidencia presentada anteriormente, relativa a las granodioritas, nos conducen a interpretar que la diferenciación por cristalización fraccionada, tuvo lugar también, en la cámara magmática profunda, al menos en su parte fundamental. La diferenciación superficial puede explicar las pequeñas variaciones dentro de cada litología separadamente (granodioritas, adamellitas, granitos), pero no puede justificar a la luz de las relaciones estructurales mutuas, la evolución del conjunto.

Entrando en el detalle del proceso de diferenciación, tanto la petrografía como la geoquímica indican una secuencia absolutamente típica (BOWEN, 1928), sin que se observen desviaciones significativas. Durante la cristalización de la granodiorita las fases mayoritarias responsables del fraccionamiento fueron el anfíbol, la plagioclasa y la biotita. La presencia de fases hidratadas indica un contenido superior al 2% de H_2O en el magma (HESS, 1989), aunque siempre muy lejos de la saturación. A partir de líquidos con contenidos en SiO_2 en torno al 69% se produjo un cambio sustancial en la diferenciación al desaparecer el anfíbol y ser sustituido por feldespato potásico, cordierita y andalucita (sólo puntualmente) como fases fraccionantes. La ausencia de moscovita primaria en este estadio implica que el contenido en H_2O del magma fuese todavía inferior al 3% (HESS, *op. cit.*). Estas condiciones dominaron la cristalización de la mayor parte del grupo granítico-adamellítico.

Los estadios finales de la evolución en las cámaras magmáticas superficiales correspondientes, tanto a granodioritas como a granitos s.l., vienen marcados por alcanzarse por primera vez condiciones de saturación en agua en los magmas residuales, ya muy poco voluminosos, especialmente en el caso de las granodioritas. Los productos de este estadio corresponden, respectivamente, a leucogranodioritas y leucogranitos con moscovita tardía, así como a manifestaciones filonianas aplíticas y pegmatíticas. La presencia de abundantes cavidades miarolíticas y de fases ricas en componentes volátiles como la turmalina, indican que localmente

estos magmas residuales hirvieron, separándose una fase fluida del por entonces muy escaso fundido residual. El desarrollo de moscovita como mineral tardío, en estas condiciones indica que la presión confinante era inferior a 2 Kbar (HESS, 1989) dato compatible con el nivel de emplazamiento somero que sugiere la evolución metamórfica del encajante.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Los rasgos relevantes de la geología de la Hoja de Pozoblanco han sido presentados y en algunos casos interpretados en capítulos precedentes de esta Memoria. Por otra parte, el registro incluido en el reducido entorno de la misma, representa solamente una fracción mínima de la problemática regional. Por estos motivos, en este capítulo únicamente se presenta un resumen cronológicamente ordenado, de aquellos eventos importantes de la evolución geológica regional que tienen expresión en el área que nos interesa o en su entorno inmediato. Para este fin, se usa como elemento de referencia la Orogenia Varisca, que constituyó sin duda el evento regional de mayor trascendencia de cara a su individualización y arquitectura final. En este sentido, se considera la historia geológica de la zona en tres tramos temporales sucesivos (etapas pre, sin y post-varisca), que aunque sin valor cronológico estricto a la escala del conjunto del Macizo Ibérico, si que tienen unos límites de edad concreta en un entorno geográfico tan reducido.

5.1. EVOLUCIÓN PREVARISCA

El registro más antiguo en la Hoja de Pozoblanco coincide con rocas ordovícicas, que forman parte de una sucesión de plataforma continental somera, establecida en el Dominio de los Pliegues Verticales de la Zona Centroibérica (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990), al N del "Culm" de Los Pedroches durante el intervalo Ordovícico inferior a Viseense superior con una laguna estratigráfica en el Devónico medio, alcanzando en nuestra zona únicamente hasta el Devónico inferior. De acuerdo con QUESADA (1991a, 1992) estas condiciones de plataforma representan un período de la historia del Macizo Ibérico como margen pasivo de un bloque continental (Autóctono Ibérico), posterior a una etapa de "rifting" que habría producido la formación de una cuenca oceánica, durante el Cámbrico. La evolución del Autóctono Ibérico como margen pasivo sugiere un período dominado por expansión oceánica y deriva continental durante buena parte del Paleozoico inferior.

Aunque no han sido reconocidos en la Hoja de Pozoblanco, dos hechos de la evolución de la plataforma centroibérica merecen ser referidos. Por una parte, la presencia esporádica de depósitos glaciomarinos de edad Ordovícico superior, que permiten correlacionar la evolución del Autóctono Ibérico con la de amplios sectores del supercontinente Paleozoico Gondwana (ROBARDET y DORÉ, 1988). Por otra, la presencia localizada de actividad volcánica bimodal, de químismo alcalino/peralcalino (MATA y MUNHA, 1985; HIGUERAS y MONTERUBIO, 1992), cerca del límite Ordovícico-Silúrico, sugiere un nuevo episodio de "rifting". Aparte de estos hechos, la evolución de la plataforma muestra únicamente cambios de facies terrígenas, más o menos groseras, que debieron estar relacionadas con cambios eustáticos episódicos del nivel del mar, o con reactivación tectónica extensional de escasa importancia.

5.2. EVOLUCIÓN DURANTE LA OROGENIA VARISCA

Como es el caso en todo proceso orogénico culminante en colisión de bloques continentales, bajo la denominación de Orogenia Varisca se incluye de manera genérica un complejo

conjunto de procesos tectónicos, con expresión estructural, petrológica y sedimentaria diversa, que se desarrollaron durante un período prolongado de tiempo (Devónico medio-Pérmino inferior). A grandes rasgos fue la consecuencia del cierre mediante subducción de las cuencas oceánicas que separaban al continente Gondwana del otro supercontinente paleozoico (Laurussia, a su vez formado por la colisión de Laurentia y Baltica durante la Orogenia Caledoniana) y la colisión final entre ambos bloques (MATTE, 1986, 1991; RIBEIRO *et al.*, 1990). De acuerdo con BURG *et al.* (1987) el Bloque Autóctono Ibérico formaba parte de un promontorio en el margen septentrional de Gondwana. La geometría arqueada de dicho promontorio se considera responsable de que en sus márgenes laterales, los procesos tectónicos predominantes durante la colisión varisca fuesen de tipo transcurrente, sinistro en el caso del suroeste ibérico, situado en el margen suroccidental del promontorio (coordenadas actuales).

El sector que nos interesa se ubica en la parte meridional de la Zona Centroibérica (Fig. 1), por tanto alejado del margen continental ibérico, que coincide actualmente con el límite meridional de la Zona Ossa-Morena (QUESADA, 1991a, 1992), aunque aún dentro de la región dominada por una tectónica transpresiva sinistra. Se incide en este hecho, pues como se ha puesto de manifiesto en capítulos precedentes, la existencia de un régimen transpresivo jugó un papel crítico en la evolución de nuestra zona de interés.

Por una parte, su historia es típicamente la de una plataforma estable como corresponde a un dominio alejado del margen continental activo; por otra parte, la presencia del Batolito de Los Pedroches, con sus grandes dimensiones, le confiere un rasgo de singularidad sobresaliente respecto de otras zonas de plataforma, en las que por regla general la actividad plutónica es notablemente escasa.

El primer indicio importante de actividad orogénica hercínica viene manifestado por la formación de la cuenca "culm" de Los Pedroches, sobre la plataforma somera preexistente. Conviene destacar que esto no sucede hasta el Carbonífero inferior, si bien la actividad convergente había comenzado ya en el margen continental durante el Devónico inferior-medio (RIBEIRO *et al.*, 1990; QUESADA *et al.*, 1990). La formación de la cuenca se interpreta como una etapa extensional subsecuente del cabalgamiento hacia el sur de la Zona Centroibérica sobre la de Ossa-Morena (MARTÍNEZ POYATOS, 1997), y tanto su relleno como la deformación subsiguiente de la misma, se corresponden en buena medida con los de los modelos de cuencas extensionales. La presencia de alineaciones sigmoidales de rocas ígneas que componen la cuenca (GABALDÓN *et al.*, 1985) fue la expresión de la componente rotacional que acompañó la deformación de este sector durante las principales etapas.

Hasta aquí, con la singularidad de esta componente de transpresión, la evolución de la zona puede considerarse como característica y representativa del entorno en que se ubica dentro del ámbito orogénico. Durante el Carbonífero superior, sin embargo, la formación del Batolito de Los Pedroches representa una anomalía extraordinaria.

La persistencia durante esta etapa de condiciones de deformación transtensivas, facilitó en gran medida el ascenso y emplazamiento de los magmas, pero dichas condiciones no pueden, por si solas, explicar la génesis de los mismos. Por otra parte, el problema de la causa última del magmatismo es común a la mayor parte de los extensos batolitos variscos del Macizo Ibérico, presentes tanto en zonas externas como internas del orógeno. En muchos de ellos, existen también precursores básicos y se trata asimismo de rocas mayoritariamente peraluminosas (BEA *et al.*, 1987).

Esta similitud composicional, el enorme volumen de magmas generados y su ubicación en ambientes tectónicos diversos (importantes en cada caso como condicionantes fundamentales de los mecanismos de emplazamiento) hacen imprescindible buscar, en algunos casos, una causa externa a la propia litosfera, capaz de producir fusión parcial en el manto y, cuyos productos emplazados en la base de la corteza habrían disparado el conjunto de procesos que, en nuestro caso, se han descrito en el epígrafe 4.4. De manera especulativa, se sugiere como hipótesis que durante el Carbonífero se debieron producir procesos de diapirismo astenosférico (“mantle plumes”) en algunos sectores del substrato de la litosfera ibérica, por causas desconocidas para el nivel actual de conocimiento.

En nuestra zona, el emplazamiento de magmas básicos, mantélicos, en la interfase corteza/manto, habría disparado la fusión parcial de las rocas basicorticales, formándose, por concentración de los fundidos, una cámara magmática profunda en la que se habría producido la parte fundamental de la diferenciación de los mismos. En las etapas iniciales de la evolución de dicha cámara, la diferenciación habría estado dominada por procesos de mezcla entre los magmas básicos y los derivados de la fusión parcial *in situ* de la corteza. Las etapas finales, en relación con el cese del aporte básico profundo, habrían estado dominadas por procesos de cristalización fraccionada que habrían conducido a producir una zonación de la cámara magmática. Durante toda la vida de ésta, el régimen tectónico transtensivo dominante habría facilitado la inyección hacia niveles someros de los magmas disponibles en cada momento: granodioríticos (híbridos) al principio, graníticos-adamellíticos (productos fraccionados) después, con el resultado de formar una nueva cámara magmática somera, de geometría lacolítica, en la que habrían tenido lugar las fases finales de la diferenciación.

La última parte de la historia varisca de nuestra región, ya posterior al emplazamiento y cristalización del batolito, tuvo como consecuencia el desarrollo de una densa red de fracturas, en régimen frágil (fracturación tardivarisca), hasta que finalmente se extinguieron durante el Pérmico inferior.

5.3. EVOLUCIÓN POSTVARISCA

En el transcurso del Carbonífero y como consecuencia del evento orogénico varisca, la mayor parte del área que actualmente constituye el Macizo Ibérico pasó a emerger, consolidándose como un área continental estable desde entonces. En la zona que nos ocupa, dichas condiciones continentales parecen haber persistido desde el Carbonífero superior hasta la actualidad. No existen restos de depósitos sedimentarios hasta el Terciario, apareciendo estos preservados en el interior de fosas tectónicas de esa edad.

Probablemente se debieron formar depósitos en cuencas fluviales y/o lacustres a lo largo del Mesozoico; sin embargo, el nivel actual de erosión ha debido progresar muy por debajo de la base de dichas cuencas como respuesta a un levantamiento generalizado del Macizo Ibérico durante y después de la Orogenia Alpina.

El comportamiento de la parte meridional del Macizo Ibérico durante este evento orogénico fue típicamente el de un bloque cratonizado, y su expresión más visible consistió en la reactivación de fracturas preexistentes, principalmente los sistemas de fracturas tardivariscas. Esta reactivación debió producir una estructura de “horsts” y “grabens”, canalizando estos últimos la localización de cuencas fluviales rellenadas con los productos de erosión de los primeros.

La continuación del levantamiento en masa del Macizo Ibérico, así como de las nuevas cordilleras alpinas periféricas, hasta tiempos actuales/subactuales, es la responsable del desmantelamiento casi total del relleno de las cuencas intramontañosas antes aludidas, muy minoritariamente preservado en la Hoja de Pozoblanco, así como del carácter aún en desequilibrio de la red fluvial actual.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. INDICIOS MINERALES

Un rasgo característico del Batolito de Los Pedroches y su entorno inmediato es la presencia de numerosos indicios de minerales metálicos, generalmente filonianos. Todos ellos son de escasa importancia en términos económicos, no existiendo en el momento presente ninguna explotación activa. En la Tabla 11 se presenta la relación de indicios incluidos en la Hoja de Pozoblanco, elaborada a partir de los ficheros existentes en el Área de Investigación en Recursos Minerales del IGME.

Con excepción de escasos indicios en aluviones, la mayor parte corresponde a mineralizaciones filonianas, hidrotermales, que rellenan fracturas del sistema que se ha descrito como tardíavarisco (Epígrafe 3.3.). Su ubicación dentro o en la inmediata vecindad del batolito sugiere que su génesis estuvo ligada a la evolución tardía del mismo. Teniendo en cuenta la distribución espacial de los indicios se observa un marcado control de las paragénesis mineralizadas por las litologías en las que arman. Así, los indicios de Bi se localizan casi exclusivamente en el encajante “culm”, aunque siempre muy próximos del contacto intrusivo; los de Cu arman exclusivamente en las granodioritas; los de Pb y W, en fin, tanto en el “culm” como en las granodioritas.

Esta asociación espacial sugiere una procedencia local de los cationes mineralizadores, más que un carácter juvenil post-magmático, aunque en algún caso esta pueda haber sido la fuente. La interpretación más simple de este hecho contemplaría un papel eminentemente pasivo, como fuente de calor, del batolito. La zonación térmica alrededor del mismo habría contribuido a la formación de un régimen de convección hidrotermal, canalizado a través de los lotes extensionales de fracturas, a partir de aguas meteóricas y/o profundas, procedentes de la deshidratación de niveles corticales más bajos y también, por qué no, residuales de la cristalización magmática. El calentamiento de dichas aguas habría incrementado su capacidad de mineralización, mediante disolución de las rocas de caja. Finalmente, al descender la temperatura las soluciones hidrotermales habrían cristalizado las fases metálicas junto con su ganga, que en la mayor parte de los casos es de cuarzo.

Nº	NOMBRE	SUST.	COORDENADAS		MORFOLOGÍA
			X	Y	
1	LABORES ANTIGUAS (desaparecidas)	Hg	346.52	4254.65	DES
2	MINA DE RUBIALES (pozo de Santa Ana)	Bi (Au,Ag)	353.90	4261.00	F.
3	ANGELITA	Bi	354.47	4261.00	F.
4	MINA LA ROMANA	Cu	347.00	4246.00	F.
5	SAN PEDRO	Cu	348.75	4245.12	F. N145°
6	INTERMEDIA	Cu	347.36	4245.70	F. N180°
7	REDONDO	Cu	344.40	4245.75	F. N40°
8	JOAQUINITA	Cu	345.15	4247.17	F. N30°
9	ENRIQUE	W	339.75	4255.72	IRR
10	MARI CRUZ	Pb	358.07	4257.70	F.
11	PRINCESA	W	365.17	4257.83	F.
12	MINA DE CARBONEROS	Pb-Zn	366.00	4251.65	DES
13	SAN JOSÉ	Bi	349.37	4260.70	F. N45°
14	FELICIDAD	Bi	355.55	4261.10	F. N45°
15	ANDRESITO	Pb	346.67	4261.35	F.
16	MINA DE LAS TORCAS	Pb (Ag)	359.07	4261.30	F.
17	EL MARTILLO	Bi	356.93	4260.35	DES
18	LABORES ANTIGUAS (cielo abierto)	Cu	341.46	4249.72	DES
19	EXPLOTACIONES ANTIGUAS (Cegadas)	Cu-Fe	344.05	4250.30	F. N15 - 20°
20	MINA LA CHINCHE	Pb	365.45	4247.17	F. N15 - 20°
21	TRES CRUCES	Pb	366.55	4246.50	F. N15 - 20°
22	MINA PASCUALÍN	Pb	365.35	4247.00	F. N15 - 20°
23	PEQUEÑAS LABORES (abandonadas)	?	353.75	4254.23	F.
24	PEQUEÑAS LABORES (abandonadas)	Bi	356.93	4262.05	F.
25	PEQUEÑAS LABORES (abandonadas)	Pb	365.55	4262.65	F.
26	PEQUEÑAS LABORES (abandonadas)	?	365.65	4257.25	DES
27	PEQUEÑAS LABORES (abandonadas)	Sa	363.16	4255.85	ALUVIAL
28	PEQUEÑAS LABORES (abandonadas)	Cu	349.95	4247.50	F. N135°
29	CALICATAS	Sn	333.63	4256.05	F. N20°
30	CALICATAS	Sn	338.90	4256.05	ALUVIAL

Nº	NOMBRE	SUST.	COORDENADAS		MORFOLOGÍA
			X	Y	
31	CALICATAS	Sn	338.95	4255.50	ALUVIAL
32	CERRO GARITO	Sn	367.03	4255.15	ALUVIAL
33	ANDRESITO	Bi	345.65	4262.67	DES
34	MINA DEL PERREJÓN	Bi	355.40	4260.35	F. N45°
35	TRANSVAAR	Cu	349.35	4244.72	F. N24°
36	JUNIO	Cu	349.55	4245.23	F. N9°
37	JULIO	Cu	349.70	4245.10	F. N9°
38	JORGITO	Cu	338.30	4244.47	F. N150°
39	JORGE	Cu	338.75	4244.45	F.
40	RAFAELITA	Bi	366.05	4256.37	F. N45°
41	MATILLA	Bi	365.50	4257.45	F. N45°
42	SAN JOSÉ	Bi	363.78	4257.60	F. N45°
43	SALVADORA	Bi	363.73	4257.31	F. N45°
44	CARMEN	Bi	353.92	4262.26	F. N45°
45	LAS TORRES	Bi	351.81	4261.82	F. N45°
46	SANTIAGO	Bi	353.67	4261.60	F. N45°
47	PURA	Bi	354.52	4261.40	F. N45°
48	FERNANDO	Bi	355.10	4261.25	F. N45°
49	GABRIELA	Bi	355.30	4261.25	F. N45°
50	PAQUITO	Bi	356.95	4260.35	F. N45°

Leyenda:

1,2,3... Número con el que aparece en el Mapa Geológico;

DES = Morfología desconocida;

F. N40° = Filoniana, con indicación de la dirección del filón o filones principales en los casos en que se conoce

Tabla 11.- Relación de indicios minerales

Las asociaciones minerales descritas en los distintos tipos de indicios son las siguientes:

- Indicios de Bi: Bi nativo, bismutina y cuarzo. También aparecen algunos de los siguientes minerales: niquelina, cobaltita, todoroquita, pechblenda, pirita, arsenopirita, galena y oro nativo.
- Indicios de Cu: calcopirita, pirita, malaquita, azurita, cuarzo.
- Indicios de Pb: galena (más o menos argentífera), esfalerita y cuarzo. Indicios de W: wolframita, arsenopirita y cuarzo.
- Indicio de Hg: cinabrio, mercurio nativo y cuarzo.

Aparte de los numerosos indicios filonianos, existen también unas pocas concentraciones aluviales de casiterita, de escasa entidad, que arman en terrazas actuales/subactuales de pequeños arroyos de la cuenca del río Guadalméz. La fuente de esta casiterita es problemática pues no se conoce ningún yacimiento primario de Sn en la cuenca de drenaje actual de dicho río. Sin embargo, la ubicación de todos los indicios sobre los plutones graníticos de El Guijo y Mogabar, o muy próximos a ellos, sugiere que la génesis de este mineral esté ligada a la evolución tardí/postmagma de los mismos. En este caso, pensamos en un carácter juvenil de las soluciones hidrotermales a partir de las cuales se formaron los protoyacimientos primarios, como fuente más probable del Sn. En este sentido, conviene hacer notar la presencia de yacimientos filonianos de W y Sn, asociados espacialmente con pegmatitas, en el vecino plutón de Santa Eufemia, expuesto al nivel de su zona de cúpula (GARCÍA CASCO, 1986).

Por lo que respecta a minerales y rocas industriales u ornamentales, la actividad extractiva en la Hoja de Pozoblanco ha sido muy escasa. En todos los casos se trata de explotaciones de escasa entidad, de piedra para construcción, ubicadas en su mayor parte en los afloramientos de granodioritas. En la actualidad, únicamente se explotan de manera esporádica, y con medios artesanales, unas pequeñas canteras inmediatamente al sur de Pozoblanco, para la producción de adoquines.

Dado el escaso interés de estos indicios no se incluyen aquí los datos que aparecen en los inventarios de rocas industriales y ornamentales que elabora el Área de Investigación en Recursos Minerales del IGME, en la cual están disponibles para consulta.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Climatología

El clima de esta zona es del tipo Mediterráneo-Subtropical, según la clasificación de Papadakis.

La precipitación media, estimada para el periodo 1940-80, varía entre 500 y 600 mm/año en las zonas de mayor cota topográfica, aproximándose a los 500 mm/año a medida que se desciende a la penillanura del Batolito de Los Pedroches. Estos valores son muy próximos a la precipitación media de la cuenca del Guadiana, estimada en unos 500 mm/año para el mismo periodo. La precipitación máxima en 24 horas no supera los 100 mm/día en ningún punto de la hoja.

La temperatura media en esta zona es de unos 15°C. Los meses más calurosos son julio y agosto, en los que se registran temperaturas superiores a los 40°C. El periodo libre de heladas es de aproximadamente 8 meses. Diciembre es el mes más frío del año, con una temperatura media de las mínimas de unos 4°C.

La evapotranspiración potencial media varía de unos puntos a otros entre 800 y 850 mm/año.

En la hoja Pozoblanco se ubican 2 estaciones meteorológicas controladas por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) (Cuadro 1). La estación El Guijo (4289) es una estación pluviométrica situada al NO de la hoja, en el núcleo del mismo nombre. La estación Pedroche (4286) es termopluviométrica y está situada en la zona central de la hoja en su mitad occidental. Las condiciones climáticas de la zona que se describen en esta memoria están basadas en el Sistema de Información de Datos Agrarios (SIGA) del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino (<http://sig.marm.es/siga>. Octubre de 2010).

La hoja está comprendida entre las isoyetas medias anuales de 500 y 700 mm, con los valores más elevados en la mitad oriental de la hoja donde se registran cotas ligeramente mayores, en torno 700 m s.n.m. Las variaciones pluviométricas están básicamente condicionadas por la topografía y por las entradas de frentes atlánticos por el oeste.

Los valores medios anuales de temperatura en el área comprendida por la hoja son bastante uniformes, alrededor de 16 °C, debido a las escasas diferencias altitudinales existentes. De la misma forma, los valores medios anuales de evapotranspiración potencial (ETP) se sitúan en torno a 850 mm anuales.

Estación	Nombre	Periodo	Tipo	Cota	Pp media	T media
4289	El Guijo	1961-03	P	565	498,1	-
4286	Pedroche	1961-89	TP	621	506,9	16,2

Cuadro 1.- Resumen de datos pluviométricos

6.2.2. Hidrología superficial

Toda la superficie de la hoja pertenece a la cuenca del río Zújar (cuenca del Guadiana), concretamente a la subcuenca del Guadalmez Alto. Éste transcurre por la esquina noreste y todos los arroyos que drenan la hoja son afluentes por la margen izquierda, destacando los arroyos Guadalmora y Santa María. Todos ellos son de régimen estacional. No existe ningún embalse en la hoja aunque si hay numerosas balsas para el consumo del ganado, que es la principal y casi única actividad económica de la zona.

La aportación media de la subcuenca del Guadalmez Alto, con una cuenca vertiente de 1.512 km² es de unos 160 hm³/año, lo que representa una aportación específica de 3,4 l/s/km².

Estas aportaciones junto con las subcuenca del Guadalmez-Esteras y de Zújar-Guadalmez-Siruela, contabilizan unos recursos medios totales de 820 hm³/año (1940-85), y quedan reguladas por el sistema de embalses de Zújar y La Serena. Éste tiene un volumen de embalse de 3.232 hm³ y una capacidad de aliviadero de 4.344 m³/s.

La cuenca del Zújar presenta un índice de calidad general (ICG) muy bueno (85-90).

6.2.3. Características hidrogeológicas

Los materiales aflorantes en la hoja presentan en su conjunto baja permeabilidad. Se diferencian las rocas metamórficas paleozoicas, que afloran en el borde septentrional y nororiental, del resto, ocupado por rocas plutónicas incluidas en el Batolito de los Pedroches.

Se han diferenciado también pequeños sectores de sedimentos terciarios y cuaternarios a los que puede asignarse, por sus características litológicas, una permeabilidad media, pero que su reducida extensión y espesor hacen que carezcan de relevancia hidrogeológica.

En el Cuadro 2 se resumen los únicos puntos de agua existentes en la base de datos del IGME dentro de la hoja.

Código IGME	Tipo P=Pozo S=sondeo	Toponimia	Cota	Caudal (l/s)	Prof.	Acuífero
163420001	P	Ayunt. de Pedroche	583	-	7	Rocas plutónicas
163450001	S	Algarrobillo	655	-	14	Rocas plutónicas

Cuadro 2.- Puntos de agua de la hoja de Pozoblanco incluidos en la base de datos del IGME

Por sus características hidrogeológicas los materiales que afloran en la hoja se dividen en dos grandes unidades. La formada por los materiales terciarios y cuaternarios, que se apoyan sobre los materiales paleozoicos impermeables, y son materiales detríticos de media y baja permeabilidad que pueden constituir acuíferos aislados. Se recargan por infiltración directa del agua de lluvia y sus salidas constituyen el caudal de base de los arroyos que recorren la zona. Estos materiales tienen muy poca extensión en la hoja destacando la franja al sur del Guadalmez.

Estos materiales detríticos terciarios constituyen afloramientos de materiales detríticos en pequeños retazos que se extienden por las hojas contiguas en dirección ONO-ESE. Están formados por arcosas y conglomerados poco cementados y de alta-media permeabilidad. Su potencia, al igual que su extensión, es pequeña, de 40 m como máximo, y su morfología es subhorizontal. Aunque no se dispone de información hidrogeológica sobre estos afloramientos, es de suponer la presencia de manantiales de caudal escaso pero permanente asociados a los retazos de mayor extensión. Los manantiales deben situarse en las zonas de menor cota, que coincide con la vaguada del río Guadalmez, hacia donde posiblemente descargan sus recursos.

La otra gran unidad la constituye la granodiorita de Los Pedroches junto con los granitos de Mogabar y El Guijo. En ella los acuíferos aislados pueden aparecer en las fracturas y su confluencia, en los enjambres de diques, generalmente muy fracturados y en la capa de alteración superficial que frecuentemente adquiere dimensiones importantes, tanto superficiales como de espesor. Este suelo de alteración es especialmente importante en la granodiorita, en los alrededores de Pozoblanco y al sur de Torrecampo, pudiendo alcanzar hasta 10 m de espesor. Las áreas de coincidencia de zonas con intensa alteración y haces de diques importantes como en Pedroche son las más favorables para pequeñas captaciones, principalmente pozos de gran diámetro, utilizadas para atender las demandas de abastecimiento de cor-

tijos y granjas. En los granitos del batolito de los Pedroches la permeabilidad en general es muy baja, sin embargo, localmente y en relación con su grado de fracturación, puede aumentar notablemente. Inciden en esta circunstancia dos familias principales de fracturas, una de plano subvertical y otra subhorizontal, más o menos paralela al relieve ("sheeting"), cuya importancia es menor en profundidad.

Dentro del conjunto de granitos que afloran en la hoja existen heterogeneidades que tienen algunas implicaciones hidrogeológicas, la principal es la presencia de abundantes diques de pórfidos graníticos y filones de cuarzo, que, aunque en menor medida, también aparecen en las rocas metamórficas. Los diques se asocian a fracturas de dirección NO-SE y los filones a fracturas NE-SO y NNO-SSE. Este tipo de fracturas actúa a modo de dren, concentrando la circulación del agua subterránea.

Los puntos de agua asociados suelen ser manantiales de bajo caudal. Los sondeos ubicados sobre líneas de fracturas regionales a veces proporcionan buenos resultados, si bien, como consecuencia del bajo almacenamiento en la matriz de la roca, el caudal suele descender apreciablemente con el tiempo de bombeo.

Sin embargo, es la capa de alteración del granito (lehm) el acuífero más utilizado. Suele tener espesores entre 1 y 6 m y presenta interés hidrogeológico, aunque su permeabilidad en general es baja, menor a muro debido a un mayor predominio de arcillas. Se desarrolla con mayor intensidad en los afloramientos granodioríticos, por su mayor capacidad de alteración, y en menor medida en los granitos, en los que ocupa especialmente las zonas de interfluvió. En los leucogranitos no se desarrolla lehm pues son menos alterables y suelen dar relieves positivos. Su densidad de fracturación es, en general, más alta que en el granito, por lo que la permeabilidad debe ser ligeramente más elevada (ITGE, 1991).

Los materiales plutónicos están explotados por numerosos pozos de profundidades entre 5 y 10 m, que aportan pequeños caudales utilizados en su mayoría en ganadería. Los manantiales suelen tener una caudal muy escaso, por lo general inferior a 0,1 l/s en época húmeda, en estiaje suelen estar secos.

En relación con el químismo del agua subterránea, se dispone de información en las zonas ocupadas por los plutones de El Guijo y Mogábar. Las aguas son de facies bicarbonatada, bicarbonatada-clorurada o bicarbonatada-sulfatada cálcica o cálcico-sódica, con una conductividad eléctrica en general baja (entre 100 y 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$), pero muy variable, desde valores inferiores a 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ hasta más de 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Los valores más elevados son aguas también con elevado contenido en nitratos, lo que pone de manifiesto la existencia de contaminación de origen ganadero en algunos puntos de agua. Estos puntos son también los que presentan el mayor contenido en cloruro y sulfato, iones aportados en buena parte durante los citados procesos de contaminación (ITGE, 1991).

Los materiales metasedimentarios carboníferos y ordovícicos que afloran al NE de la hoja, son impermeables y carecen en general de interés hidrogeológico, únicamente los niveles de cuarcitas y areniscas, intensamente fracturadas presentan cierta permeabilidad. Las rocas más antiguas (Ordovícico-Devónico) consisten, básicamente, en pizarras, areniscas y cuarcitas que representan una serie detrítica de plataforma. Sobre esta secuencia se sitúa una sucesión muy potente de alternancias de pizarras y grauvacas del Carbonífero. La serie paleozoica presenta en su conjunto baja permeabilidad, si bien, la presencia de niveles de areniscas, cuarcitas o conglomerados cementados puede incrementarla localmente.

Los puntos de agua suelen consistir en manantiales de muy bajo caudal asociados a las zonas de litología más heterogénea y a sectores afectados por fracturas importantes. En este tipo de materiales la circulación del agua subterránea se limita a las fracturas principales y superficies de esquistosidad. El nivel piezométrico suele encontrarse cercano a la superficie del terreno y las descargas se producen lentamente, de forma difusa, hacia los valles de los ríos principales.

La recarga de estas unidades se produce por infiltración del agua de lluvia, bien de forma directa, bien por escorrentía procedente de los mats impermeables colindantes.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, B. (1990). "Cinemática y mecanismo de la deformación en régimen de transpresión: Evolución estructural y metamórfica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba". *Tesis Doct. Univ. País Vasco*, 430 p.
- AGUILAR M.J.; BABIANO, F.; COULLAUT, J.L.; VILLOTA, J.; GARCÍA, J.; LORENZO, S.; MARTÍNEZ, A. Y VERGES, J. (1986). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 808: Almadén". *Instituto Geológico y Minero de España*. 60 p + 1 mapa.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROZO, C. Y QUINTERO, I. (1962). "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Geol. Min.*, 73: 193-327.
- APALATEGUI, O.; EGUILUZ, L. Y QUESADA, C. (1990). "Ossa-Morena Zone: Structure". In: *R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag: 280-291.
- APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CASQUET, C.; PEINADO, M. Y TINAO, J.M. (1977). "Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico". *Stvdia Geologica*, 12: 9-39.
- ARANGUREN, A.; LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; CUEVAS, J. Y TUBÍA, J.M. (1997). "The Los Pedroches Batholith (Southern Spain): polyphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites". In: *J.L. Bouchez et al. (Eds.) Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*: 215-229.
- ARRIBAS, A. (1963). "Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: La Virgen, Andújar (Jaén)". *Estudios Geológicos*, 19: 15-31.
- ARRIBAS, A. (1964). "Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Cardeña (Córdoba)". *Not. y Com. IGME*, 76: 45-78.
- ARRIOLA, A.; EGUILUREN, E. Y Garrote, A. (1985). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena". *Temas Geol.-Min.*, 7: 19-28.
- ARTHAUD, F. Y MATTE, P. (1977). "Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1305-1320.
- AUBOUIN, J.; BROUSSE, R. Y LEHMAN, J.P. (1981). "Tratado de Geología, T.1: Petrología". Ed. Omega, Madrid, 652 p.
- BEA, F.; CARNICERO, A.; GONZALO, J.C.; LÓPEZ PLAZA, M. Y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D., Eds. (1987). "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Ed. Rueda, Madrid, 542 p.
- BELLON, H.; BLACHERE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, C.; DIXSAUT, C.; HERTRICH, B.; PROST-DAME, V.; ROSSI, P.; SIMON, D. ET TAMAIN, G. (1979). "Radiochronologie, évolution tectonomagmatique et implications métallogénétiques dans les Cadomo-Variscides du sud-est hespérique". *Bull. Soc. Géol. France*, 21: 113-120.

- BOWEN, N.L. (1928). "The evolution of Igneous Rocks". *Princeton Univ. Press, Princeton, N.J.*, 332 p.
- BRENCHLEY, P.J.; ROMANO, M. Y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1986). "Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia". In: R.J. Knight; J.R. Mc Lean (Eds.): *Shelf Sands and Sandstones*". *Canada Soc. Petrol. Geol. Memoir II: 241-255*.
- BURG, J.P.; BALE, P.; BRUN, J.P. AND GIRARDEAU, J. (1987). "Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican Arc during the Siluro-Devonian collision". *Geodyn. Acta*, 1:71-87.
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, P.; MATTE, P. Y RIBEIRO, A. (1981). "Variscan Intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula)". *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- CABANAS, R. (1968). "El macizo batolítico de Los Pedroches". *Mem. Real Acad. Cienc. Ex. Fis. Nat, Serie Nat.*, nº 23, 137 p.
- CARBONELL, A. (1916). "Nota sobre los yacimientos bismutíferos de Azuel". *Rev. Min. Met. Ing., Octubre 1916*.
- CARBONELL, A. (1917). "El tungsteno en la provincia de Córdoba". *Rev. Min. Met. Ing, Enero 1917*.
- CARBONELL, A. (1925). "Contribución que aporta el estudio de la provincia de Córdoba, como productora de minerales raros, para el examen del porvenir de la Península Ibérica desde ese interesante punto de vista". *Asoc. Esp. Prog. Cienc., X Congr., T. X, secc. 8: 61-74*.
- CARBONELL, A. (1926a). "Los yacimientos de los metales poco frecuentes en la provincia de Córdoba, y en otros lugares comparables a ella geológicamente (I)". *Rev. Min. Met. Ing., nº 3027: 333-336*.
- CARBONELL, A. (1926b). "Los yacimientos de los metales poco frecuentes en la provincia de Córdoba, y en otros lugares comparables a ella geológicamente (II)". *Rev. Min. Met. Ing., nº 3028: 350-354*.
- CARBONELL, A. (1929). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 1ª serie, Hoja nº 881: Villanueva de Córdoba", *Instituto Geológico y Minero de España*.
- CARBONELL, A. (1931). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 1ª serie, Hoja nº 882: Venta de Cardeña", *Instituto Geológico y Minero de España*.
- CARRACEDO, M. (1991). "Contribución al estudio del Batolito de Los Pedroches (Córdoba)". *Tesis Doct. Univ. País Vasco*, 443 + 11 p.
- CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ALONSO OLAZABAL, A. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1997). "Relación entre las intrusiones plutónicas y el complejo filoniano en el batolito de Los Pedroches (Macizo Ibérico, España): los diques como indicadores de ambientes paleotectónicos y paleofuerzos". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 22: 229-246.

- CARRACEDO, M.; ORTEGA, L.A.; GIL IBARGUCHI, J.I. Y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1989). "Aportación a la geoquímica de tierras raras (REE) en el Batolito de Los Pedroches (Córdoba, España)". *Estudio Geológico Salmant.*, 4: 93-104.
- CARRE, D.; HENRY, J.L.; POUPE, G. ET TAMAIN, G. (1970). "Les quartzites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandeilien-Caradocien en Sierra Morena". *Bull. Soc. Géol. France*, 12: 774-785.
- CASTRO, A. (1990). "Microgranular enclaves of the Quintana Granodiorite (Los Pedroches Batholith): petrogenetic significance". *Rev. Soc. Geol. España*, 3(1-2): 7-21.
- CASTRO BAREA, P. (1921). "Sobre los minerales bismutíferos en la provincia de Córdoba. Presencia de bismutina". *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 31.
- CLEMENS, J.D. AND MAWER, C.K. (1992). "Granitic magma transport by fracture propagation". *Tectonophysics*, 204: 339-360.
- COWIE, J.W. AND BASSET, M.G. (1989). "IUGS 1989 Global Stratigraphic Chart". *Episodes*, 12 (2).
- CHACÓN, J. Y PASCUAL, E. (1977). "El anticlinorio de Portalegre-Badajoz-Córdoba, divisoria entre las zonas Centroibérica y Ossa-Morena (Sector SW del Macizo Ibérico)". *Cuad. Geol.*, 8:21-35.
- CHARPENTIER, J.L. (1976). "Géologie et métallogenie de la Sierra Carolina (Jaén, Espagne)". *These 3^e cicle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 156 p.
- DALLMEYER, R.D. Y QUESADA, C. (1992). "Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints". *Tectonophysics*, 216: 339-364.
- DEBON, F. AND LE FORT, P. (1983). "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DEFALQUE, G.; DEMAFFE, D. Y DUMONT, P. ET LALIEU, P. (1992). "Le Batholite de "Los Pedroches" (Sierra Morena). Etudes cartographique, pétrographique, géochimique, géochronologique et métallogénique". *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115: 77-89.
- DEFALQUE, G.; DUMONT, P. ET PANOU, G. (1971). "Le batholite granitique de Los Pedroches et ses minéralisations". *Bol. Soc. Belge Geol. Paléont. Hydrol.*, 80: 51-60.
- DELGADO, M.; LIÑÁN, E. Y PÉREZ LORENTE, F. (1977). "Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central". *Estudio Geológico Salmant.* 12:75-90.
- DIDIER, J. AND BARBARIN, B. (1991). "Enclaves and Granite Petrology", *Developments in Petrology 13*, Elsevier, Amsterdam, 625 p.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. AND GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). "Structure in the Central-Iberian Zone. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia". R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds.), Springer Verlag, Berlin-Heidelberg: 172-188.

- DONAIRE, T. (1990). "Enclaves asociados a la granodiorita biotítica (\pm anfíbol) del sector central del Batolito de Los Pedroches (Córdoba-España): clasificación e implicaciones petrogenéticas". *Tesis Licenc. Univ. Sevilla*, 133 p.
- DONAIRE, T.; PASCUAL, E.; PIN, C. AND DUTHOU, J.L. (1999). "Two-stage granitoid-forming event from an isotopically homogeneous crustal source: The Los Pedroches batholith, Iberian Massif, Spain". *GSA Bulletin*, 11(12): 1897-1906.
- EGUIGUREN, E. (1983). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena". *Tesis Licenc. Univ. País Vasco*, 112 p.
- ERASO, A. Y GARROTE, A. (1984). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Cardeña (Córdoba)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 235-256.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, J.G. DE Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987). "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". *Memorias, Faculdade de Ciências Univ. Porto*, 1: 411-431.
- FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. (1987). "Caracterización petrológica y geoquímica de la granodiorita de Los Pedroches y el plutón de El Guijo (Batalito de Los Pedroches), Córdoba, España". *Tesis Licenc. Univ. Oviedo*, 118 p.
- FERNÁNDEZ RUIZ, F.J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J. Y QUESADA, C. (1990). "El plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación con otras rocas del Batalito de Los Pedroches". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15:89-103.
- FRASL, G. (1954). "Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den grossen Kalifeldspaten einiger Porphyrrgranite". *Jb. Geol. Bund. Wien*, 47: 71-131.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1983). "Las cuencas de Valdeinfiemo y Benajarafe (Tournaisiense-Viseense): Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales, Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena)". *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 209-218.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1985). "El Carbonífero inferior del norte de la zona de Ossa-Morena (SW de España)". *C.R. X Int. Congr. Carbonif.*, 3: 173-186.
- GARCÍA CASCO, A. (1986). "Petrología, geoquímica y mineralizaciones de W asociadas del Plutón de Santa Eufemia (Batalito de Los Pedroches, Córdoba)". *Tesis Licenc. Univ. Granada*, 332 p.
- GARCÍA CASCO, A. Y PASCUAL, E. (1987). "El plutón de Santa Eufemia (Batalito de Los Pedroches, Córdoba, España): un granitoide epizonal de tipo S". *Geogaceta*, 2: 56-59.
- GARCÍA CASCO, A.; PASCUAL, E. Y CASTRO, A. (1987). "La asociación magmática del Batalito de Los Pedroches: ensayo de caracterización". *Geogaceta*, 2: 59-61.

- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO, S. Y VÁZQUEZ DE LA TORRE, J. (1986). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 781: Siruela", *Instituto Geológico y Minero de España*. 50 p. + 1 mapa.
- GARROTE, A. (1976). "Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrena (provincia de Córdoba), Sierra Morena Central". *Mem. e Not. Coimbra*, 82: 17-39.
- GARROTE, A.; SÁNCHEZ CARRETERO, R. Y TIJERO, F. (1985). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba". *Temas Geol-Min.*, 7: 29-39.
- HAFENRICHTER, M. (1980). "The lower and upper boundaries of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberic, Eastern Sierra Morena) in Spain (Part II)". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 160 (1): 138-148.
- HAMMANN, W. (1976). "The Ordovician of the Iberian Peninsula: A review In: M.G. Basset (Ed.): The Ordovician System". *Proc. Paleont. Ass. Symp. Birmingham*, 1974: 387-409.
- HARKER, A. (1909). "The Natural History of the Igneous Rocks". *Methuen, London*, 362 p.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. y CABANAS, R. (1968). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 1^a serie, Hoja nº 858: El Viso". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. y CABANAS, R. (1972). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 1^a serie, Hoja nº 859: Pozoblanco". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- HERRANZ, P. (1984). "El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro oriental de la provincia de Badajoz (SO de España)". *Tesis Doct. Univ. Complutense Madrid*, 1200 p.
- HERTRICH, B. (1980). "Etude géologique et minière de la région de Venta de Azuel-Conquista (Cordoue, Espagne)". *These 3^e cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 152 p.
- HESS, P.C. (1989). "Origins of Igneous Rocks". *Harvard Univ. Press, London*, 336 p.
- HIBBARD, M.J. (1981). "The magma mixing origin of mantled feldspars". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 158-170.
- HIGUERAS, P. y MONTERUBIO, S. (1992). "Magmatismo y mineralizaciones de edad silúrica en la Zona Centroibérica". In: J.C. GUTIÉRREZ MARCO; J. SAAVEDRA; I. RÁBANO (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, Badajoz: 535-543.
- IGME (1983). "Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos", *Instituto Geológico y Minero de España, Madrid*, tl, 656 p.
- INSÚA, M.; APALATEGUI, P.; CONTRERAS, F. y FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. (2004). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2^a serie (MAGNA), Hoja nº 858: El Viso", *Instituto Geológico y Minero de España*.
- ITGE (1991). "Investigación hidrogeológica de los plutones de Sante Eufemia, El Guijo y Mogábar". *Informe interno*.

- JAGER, E. AND HUNZLER, J.C. (1979). "Lectures in Isotope Geology", *Springer-Verlag, Berlin*, 329 p.
- JAEGER, J.C. (1957). "The temperature in the neighbourhood of a cooling intrusive sheet". *Amer. J. Sci.*, 255: 306-318.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. Y CONDE, L.N. (1974). "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1: 1.000.000". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- LARREA, F.J. (1987). "Estudio geológico del Batolito de Los Pedroches en la transversal de la Virgen de la Cabeza-Andújar (Jaén)". *Tesis Licenc. Univ. País Vasco*, 258 p.
- LARREA, F. (1998). "Caracterización petrológica y geoquímica del sector oriental del Batolito de Los Pedroches". *Tesis Doctoral, Univ. País Vasco*: 459 pp.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; ORTEGA, L.A. Y MENENDEZ, M. (1999). "Granitoides postcolisionales emplazados en situaciones transtensionales: el plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza (batolito de Los Pedroches, España)". *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular (International Meeting on Cadomian Orogen)*. *Extended Abstracts*: 160-169.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; CUETO, L.A.; QUESADA, C.; GIL IBARGUCHI, J.I.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. Y ORTEGA, L.A. (1992). "Petrología y geoquímica del plutón de Cardeña-Virgen de La Cabeza (Batalito de Los Pedroches)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 17: 209-222.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; GIL IBARGUCHI, J.I.; SÁNCHEZ CARRETERO, R. Y SÁNCHEZ PÉREZ, J.M. (1988). "El magmatismo hercínico del Batolito de Los Pedroches: la asociación plutónica en la zona de la Virgen de La Cabeza (Jaén, España)". *Actas II Congr. Geol. España*, 2: 43-46.
- LARREA, F.J.; CUETO, L.A.; QUESADA, C. Y FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. (2013 a). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 883: Virgen de la Cabeza". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- LARREA, F.J.; CUETO, L.A.; QUESADA, C. Y FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. (2013 b). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 881: Villanueva de Córdoba". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- LARREA, F.J.; SANTISTEBAN, J.I.; CUETO, L.A.; QUESADA, C.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. Y MARTÍN SERRANO, A. (2013 c). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 904: Andújar". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- LAURET, L.M. (1974). "Recherches géologiques et minières dans la région d' Almadén-Almadenejos (Espagne)". *These 3^e cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 150 p.
- LE FORT, P. (1988). "Granites in the tectonic evolution of the Himalaya, Karakoram and southern Tibet". *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 326: 281-299.
- LE FORT, P.; CUNY, M.; DENIEL, C.; FRANCE-ALANORD, C.; SHEPPARD, S.M.F.; UPRETI, B.N. AND VIDAL, P. (1987). "Crustal generation of the Himalayan leucogranites". *Tectonophysics*, 134: 39-57.

- LEUTWEIN, F.; SAUPE, F.; SOUET, J. ET BOUIX, E. (1970). "Première mesure géochronologique en Sierra Morena: la granodiorite de Fontanosas, Ciudad Real, Espagne". *Geol. Mijnb.*, 49: 297-304.
- LIÑAN, E. (1984). "Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico de Ossa-Morena". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 283-314.
- LOTZE, F. (1945). "Zür gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta". *Geotek. Forsch.*, 6: 78-92.
- MALLADA, L. (1880). "Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba". *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 7: 1-56.
- MALLADA, L. (1895). "Explicación del mapa Geológico de España. Tomo 1: Rocas hipogénicas y sistema estrato-cristalino". *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 19: 107-421.
- MÁRQUEZ TRIGUERO, E. (1966). "Contribución al estudio metalogénico de Los Pedroches". *Not. y Com. IGME*, 82: 9-26.
- MARTÍN RAMOS, J.D. Y RODRÍGUEZ GALLEGOS, M. (1975). "Petrología del borde norte del Batolito de Los Pedroches (Venta de Azuel, Córdoba)". *Bol. Geol. Min.*, 86: 301-308.
- MATA, J. Y MUNHA, J. (1985). "Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (south-central Portugal)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 71: 175-185.
- MATTE, P. (1986). "Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe". *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- MATTE, P. (1991). "Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in Western Europe". *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- MENDES, F. (1968). "Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal". *Bol. Mus. Lab. Geol. Fac. Cienc. Lisboa*, 11: 3-155.
- MIRA, M.; ORTEGA, E. Y RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S. (1986). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 834: San Benito". *Instituto Geológico y Minero de España*, 51 p. + 1 mapa.
- MOLINA CÁMARA, J.M.; VERGÉS, J.; MARTÍNEZ A.; VIDAL A. Y FERNÁNDEZ, J. (1986). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 782: Valdemanco de Esteras". *Instituto Geológico y Minero de España*, 62 p. + 1 mapa.
- OVTRACHT, A. ET TAMAIN, G. (1973). "Tectonique, migration des centres chauds et minéralisations dans le sud de la Meseta Ibérique". In: E. Raguin (Ed.). *Les roches plutoniques et leurs rapports avec les gîtes minéraux. Masson et Cie.*, Paris: 191-211.
- PARIS, F.; ROBARDET, M. ET DABARD, M.P. (1986). "Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien ". *Doc. BRGM*, 110: 259-275.

- PASCUAL, E. (1984). "El Batolito de Los Pedroches en el sector de Hinojosa del Duque Santa Eufemia". *Mem. e Not. Coimbra*, 97: 39-50.
- PENHA, H.M. Y ARRIBAS, A. (1974). "Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles". *Bol. Geol. Min.*, 85: 271-273.
- PERCONIG, E. (1960-62). "Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulière du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale)". *Libr. Hom. Prof. Fallot, Soc. Géol. France*, 1: 229-256.
- PERCONIG, E. Y MARTÍNEZ DÍAZ, C. (1977). "Perspectivas petrolíferas de Andalucía occidental". *Bol. Geol. Min.*, 88: 417-433.
- PÉREZ LORENTE, F. (1979). "Geología de la Zona de Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba)". *Tesis Doct. Univ. Granada*, nº 281, 340 p.
- PROST-DAME, V. (1980). "Géologie et gîtologie de la région de Castuera (Badajoz, Espagne)". *These 3^e cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 210 p.
- PUSCHMANN, H. (1967). "Das Palaeozoikum im Gebiet Zwischen San Benito und Torrecampo (Sierra Morena, Spanien)". *Geol. Mijnb.*, 46: 383-391.
- QUESADA, C. (1990). "Ossa-Morena Zone: An Introduction". In: R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin: 249-251.
- QUESADA, C. (1991a). "Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif". *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- QUESADA, C. (1991b). "Birth, life and death of Late Paleozoic basins related to sinistral transgression along the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia)". *6th Meet. W. Europ. Geol. Soc., Lisboa, Abstracts, sect. 2*.
- QUESADA, C. (1992). "Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acrecencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico)". In: J.C. Gutiérrez Marco; J. Saavedra; I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América, Univ. Extremadura, Badajoz*: 173-190.
- QUESADA, C.; BELLIDO, F.; DALLMEYER, R.D.; GIL IBARGUCHI, J.I.; OLIVEIRA, J.T.; PÉREZ ESTAÚN, A.; RIBEIRO, A.; ROBARDET, M. AND SILVA, J.B. (1991). "Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences". In: R.C. Dallmeyer; J.P. Lecorche (Eds.): *The West African Orogenes and Circum-Atlantic Correlations*, Springer-Verlag, Berlin: 267-294.
- QUESADA, C.; CUETO, L.A.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. Y LARREA, F.J. (en prensa). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 882: Cardeña". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- QUESADA, C. Y DALLMEYER, R.D. (1994). "Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints". *Tectonophysics*, 231: 195-213.

- QUESADA, C.; FLORIDO, P.; GUMIEL, P. Y OSBORNE, J. (1987). "Mapa Geológico Minero de Extremadura". *Junta de Extremadura, Mérida, 131 p.*
- QUESADA, C.; ROBARDET, M. Y GABALDÓN, V. (1990). "Syn-orogenic stage (Upper Devonian-Carboniferous-Lower Permian) stratigraphy of the Ossa-Morena Zone". In: *R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Berlin: 273-279.*
- REID, J.B.; EVANS, O.C. AND FATES, D.G. (1983). "Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California". *Earth Planet. Sci. Lett., 66: 243-261.*
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. Y DALLMEYER, Rd. (1990). "Overall geodynamic evolution of the Iberian Massif". In: *R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Berlin: 397-410.*
- RÍOS ARAGÜES, S. (1977). "Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina-Santa Elena-Sierra Morena Oriental), provincia de Jaén". *Tesis Doct. E.T.S.I.M. Madrid.*
- ROBARDET, M. (1976). "L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la province de Séville, Espagne". *C. R. Acad. Sci. Paris, D-283: 999-1001.*
- ROBARDET, M. AND DORÉ, F. (1988). "The late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits". *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 66: 19-31.*
- RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S.; MIRA, M. Y ORTEGA, E. (1990). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 833: Hinojosa del Duque". *Instituto Tecnológico Geominero de España, 57 p. + 1 mapa.*
- SAAVEDRA, J.; GARCÍA, A.; HERRERO, J. Y RODRÍGUEZ, S. (1974). "Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y extremo oriental del Batolito de Los Pedroches (Córdoba)". *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Natu. (Geol.), 72: 173-190.*
- SÁNCHEZ CELA, V. Y APARICIO, A. (1969). "Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa Elena y Linares (Jaén)". *Bol. Geol. Min., 80: 344-351.*
- SÁNCHEZ CELA, V. Y GABALDÓN, V. (1977). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 831: Zalamea de la Serena". *Instituto Geológico y Minero de España, 28 p. + 1 mapa.*
- SÁNCHEZ CELA, V. Y GABALDÓN, V. (1978). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 832: Monterrubio de la Serena". *Instituto Geológico y Minero de España, 29 p. + 1 mapa.*
- SÁNCHEZ PÉREZ, J.M.; CARRACEDO, M. Y LARREA, F.J. (1988). "La asociación magmática del Batolito de Los Pedroches en la Zona de Pozoblanco (Córdoba, España)". *Geogaceta, 4: 24-26.*

- SAUPE, F. (1971). "La série ordovicienne et silurienne d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne)". *Point des connaissances actuelles. Mem. BRGM*, 37: 335-365.
- SAUPE, F. (1973). "La géologie du gisement de mercure d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne)". *Sciences de la Terre, Nancy, Mem. N° 29*: 342 p.
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L.G. Y PORTUGAL FERREIRA, M. (1987). "Síntese geocronológica dos granitóides do Macizo Hespérico". In: F. Bea; A. Carnicer; L.E. Gonzalo; M. López Plaza; M.D. Rodríguez Alonso (Eds.): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Ed. Rueda, Madrid: 69-86.
- TAMAIN, G. (1972). "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)". *These Doct. Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 3t., 648 p.
- TUERO, F. (1983). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba (Córdoba)". *Tesis Licenc. Univ. País Vasco*, 98 p.
- VERNON, RH. (1983). "Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites". *L. Proc. R. Soc. N.S.W.*, 116: 77-103.
- VERNON, RH. (1990). "Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence". *J. Geophys. Res.*, 95: 17849-17859.
- VERNON, RH. (1991). "Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves". In: J. Didier; B. Barbarin (Eds.): *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*, 13, Elsevier, Amsterdam: 277-291.
- WHITNEY, J.A. (1975). "The effects of pressure, temperature, and $X_{\text{H}_2\text{O}}$ on phase assemblage in four synthetic rock compositions". *J. Geol.*, 83: 1-27.
- WHITNEY, J.A. (1988). "The origin of granite: The role and source of water in the evolution of granitic magmas". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100:1886-1897.
- WINKLER, H.G.F. (1978). "Petrogénésis de las rocas metamórficas". Ed. Blume, Madrid, 346 p.
- WYLLIE, P.J. (1977). "Mantle fluid compositions buffered by carbonates in peridotite- CO_2 - H_2O ". *Geol.*, 85: 187-207.
- WYLLIE, P.J. (1979). "Petrogenesis and the physics of the Earth". In: Yoder, R. S. Jr. (Ed.): *The Evolution of the Igneous Rocks*, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., p. 483-520.
- WYLLIE, P.J.; COX, K.G. and BIGGAR, G.M.A. (1962). "The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks". *J. Petrol.*, 3:328-243.