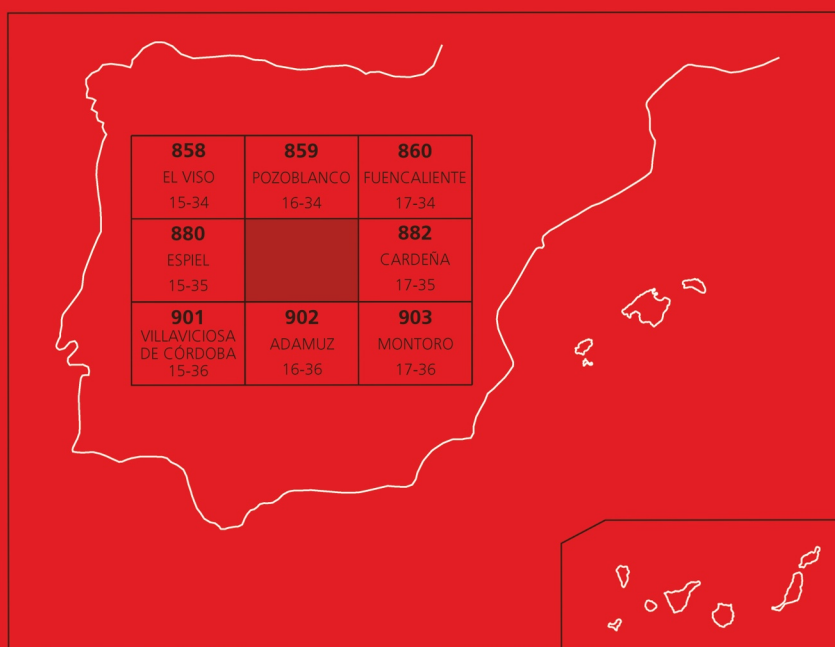




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VILLANUEVA DE CÓRDOBA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

VILLANUEVA DE CÓRDOBA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, 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: 978-84-7840-920-4
Depósito legal: M-34945-2013

Fotocomposición: Cartografía Madrid S.A.
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Villanueva de Córdoba-881) han sido realizadas por el Área de Cartografía Geocientífica del Instituto Geológico y Minero de España, de acuerdo con la normativa para ello elaborada, y recogida en diversas publicaciones, 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 y Memoria.
- E. La Moneda González (I.G.M.E.). Memoria hidrogeológica.
- Laboratorios Analíticos del I.G.M.E. Geoquímica.
- F. Bea Barredo (I.G.M.E.). Geoquímica.
- A. González Ramón (I.G.M.E.). Hidrogeología.
- J. Matas González (I.G.M.E.). Revisión para edición.
- L.M. Martín Parra (I.G.M.E.). Revisión para edición.
- J. Vallejo Martínez (I.G.M.E.). Delineación.
- M^a.Á. López Pérez (I.G.M.E.). Mecnografía.

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:

LARREA, F.J.; CUETO, L.A.; QUESADA, C.; FERNÁNDEZ, F.J. (2013). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Hoja nº 881: Villanueva de Córdoba". *Instituto Geológico y Minero de España. Cartografía finalizada en 1989. Memoria finalizada y revisada en 2008.*

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. MARCO GEOLÓGICO	9
1.3. ANTECEDENTES	12
1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES	13
2. ESTRATIGRAFÍA	14
2.1. UNIDAD DE PEDROCHES. DEVÓNICO-CARBONÍFERO INFERIOR	14
2.1.1. Cuarcitas masivas y alternancia de cuarcitas y pizarras (14). Devónico	15
2.1.2. Pizarras con pasadas arenosas, pizarras hematíticas (15). Calizas conglomeráticas, conglomerados de cemento calcáreo (16). Areniscas silicificadas (17). Carbonífero inferior. Viseense	15
2.1.3. Pizarras y grauvacas (18). Grauvacas y pizarras (19). Areniscas y microconglomerados (20). "Culm" de los Pedroches. Carbonífero inferior	16
2.2. UNIDAD DE GUADALBARBO	18
2.2.1. Lutitas y areniscas (12). Lavas y piroclastos básicos (13). Carbonífero inferior	18
2.3. BATOLITO DE LOS PEDROCHES	18
2.3.1. Introducción	18
2.3.2. Rocas ígneas asociadas al Batolito	20
2.3.3. Grupo Granodiorítico	22
2.3.3.1. Granodiorita de Los Pedroches (1)	22
2.3.3.2. Microgranodiorita poiquilítica (2)	23
2.3.3.3. Adamellita biotítica (3)	23
2.3.3.4. Microadamellita porfídica (4)	24
2.3.3.5. Pórfidos granodioríticos (5)	24
2.3.4. Grupo Granítico-Adamellítico	25
2.3.4.1. Leucogranitos y microleucogranitos (6)	25
2.3.4.2. Pórfidos graníticos-adamellíticos (7)	25
2.3.4.3. Aplitas (8)	25
2.3.5. Manifestaciones tardías	25
2.3.5.1. Filones de cuarzo (9)	25
2.3.6. Dataciones absolutas de los procesos magmáticos	26
2.4. ROCAS ÍGNEAS SIN RELACIÓN CON EL BATOLITO	28
2.4.1. Diques de diabasas y microdioritas (11)	28
2.4.2. Rocas ultrabásicas serpentinizadas (10)	29
2.4.3. Diques de lamprófidos ("f")	29
2.5. DEPÓSITOS RECIENTES	29

3. TECTÓNICA	29
3.1. ESTRUCTURA DE LOS MATERIALES METASEDIMENTARIOS	30
3.2. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD PLUTÓNICA	32
3.2.1. Emplazamiento del Grupo Granodiorítico	33
3.2.2. El haz filoniano de pórfidos granodioríticos	35
3.2.3. Emplazamiento y estructura del Grupo Granítico	37
3.2.4. El haz filoniano de pórfidos graníticos-adamellíticos	37
3.3. FRACTURACIÓN TARDIVARISCA	38
3.4. RECAPITULACIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL	40
3.4.1. Generación de la cuenca de Los Pedroches	41
3.4.2. Inversión de la cuenca de Los Pedroches	42
3.4.3. Emplazamiento del Batolito de Los Pedroches	42
3.4.4. Fracturación Tardivarisca	42
4. PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA	43
4.1. PETROLOGÍA DE LAS ROCAS ÍGNEAS RELACIONADAS CON EL BATOLITO	43
4.1.1. Grupo Granodiorítico	43
4.1.1.1. Granodiorita (1)	43
4.1.1.2. Microgranodiorita (2)	44
4.1.1.3. Adamellita porfídica biotítica (3)	45
4.1.1.4. Microadamellitas (4)	46
4.1.1.5. Pórfidos granodioríticos (5)	47
4.1.1.6. Enclaves en el grupo granodiorítico	48
4.1.2. Grupo Granítico-Adamellítico	49
4.1.2.1. Leucogranitos y microleucogranitos (6)	49
4.1.2.2. Pórfidos graníticos-adamellíticos (7)	49
4.1.2.3. Enclaves en el grupo Granítico-Adamellítico	49
4.1.2.4. Diques de aplitas (8)	50
4.1.3. Diques de cuarzo (9)	50
4.2. ROCAS ÍGNEAS SIN RELACIÓN CON EL BATOLITO	50
4.2.1. Serpentinitas (10)	50
4.2.2. Lavas básicas de la Unidad de Guadalbarbo (13)	50
4.2.3. Diques en el "culm". Diabasas y microdioritas (11)	51
4.2.4. Diques de lamprófidos (f)	51
4.3. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS ASOCIADAS AL BATOLITO	51
4.3.1. Diagramas de variación de elementos mayores	52
4.3.2. Diagramas de variación de elementos traza	54
4.3.3. Otros diagramas	56
4.3.4. Geoquímica isotópica	78
4.4. METAMORFISMO	78
4.4.1. Metamorfismo regional	78
4.4.2. Metamorfismo de contacto	78
4.5. RECAPITULACIÓN PETROGENÉTICA	79
4.5.1. Características del área fuente	79
4.5.2. Fuentes de calor	80
4.5.3. Ambiente tectónico	81
4.5.4. Evolución magmática	81
4.5.4.1. Fusión parcial	82
4.5.4.2. Segregación, ascenso y emplazamiento	83
4.5.4.3. Diferenciación y evolución magmática	84

5. HISTORIA GEOLÓGICA	87
5.1. EVOLUCIÓN PREVARISCA	88
5.2. EVOLUCIÓN DURANTE LA OROGENIA VARISCA	88
5.3. EVOLUCIÓN POSTVARISCA	90
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	90
6.1. RECURSOS MINERALES	90
6.2. HIDROGEOLOGÍA	96
6.2.1. Climatología	96
6.2.2. Hidrología superficial	96
6.2.3. Características hidrogeológicas	97
7. BIBLIOGRAFÍA	99

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:50.000, nº 881 Villanueva de Córdoba, del Mapa Topográfico Nacional se sitúa entre las coordenadas geográficas Greenwich siguientes:

- 38° 10' 4.8" – 38° 31' 4.8" de latitud N
- 4° 31' 10.8" – 4° 51' 10.8" de longitud O

Todo el área de estudio se enclava en la provincia de Córdoba y más concretamente en su parte nororiental, formando parte de la Sierra Morena.

El núcleo de población principal y único es Villanueva de Córdoba, localidad próxima al borde norte 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. Está bien comunicado por carretera con el resto de los pueblos de la comarca: Pozoblanco, Cardeña, Conquista, Torrecampo, Adamuz y Obejo.

La orografía de la zona es un tanto irregular dependiendo de la naturaleza ígnea o metasedimentaria de los materiales que afloran. Las rocas ígneas del Batolito de Los Pedroches dan lugar a un relieve suave y alomado con altitudes entre 600 y 750 m, solamente superados por el Cerro Jurado al NE de la hoja con 771 m. Los metasedimentos de edad devónico-carbonífera proporcionan un relieve más agreste e irregular con diferencias de cota de cerca de 500 m, como se observa en el SO de la hoja entre la ribera del río Cuzna (370 m) y el cerro de Peña Águila en la loma de Buenavista (858 m, máxima elevación de la hoja).

La red de drenaje superficial, de tipo dendrítico y fuertemente condicionada por la fracturación, vierte mayoritariamente sus aguas hacia el río Guadalquivir. Sin embargo, en la parte NO de la hoja existen algunos arroyos que van a desembocar a los afluentes del Guadiana como es el caso del río Guadalmez, situándose precisamente en esa zona la divisoria de aguas entre el Guadiana y el Guadalquivir. Una característica general es que toda la red fluvial es de tipo estacional ya que incluso los ríos más importantes, Cuzna, Gato y Matapuerkas no llevan caudal en la estación estival.

Con respecto a la geografía económica cabe indicar que toda esta comarca depende esencialmente del sector primario, con un sector de servicios suficiente y un sector secundario en desarrollo basándose en el sector agroalimentario. La red de carreteras asfaltadas no es muy densa, limitándose a las que enlazan Villanueva de Córdoba con los núcleos de población vecinos (Pozoblanco, Cardeña, Conquista, Torrecampo, Adamuz, Obejo), pero la comunicación dentro de la hoja es bastante buena a través de una densa red de pistas y caminos que dan acceso a las explotaciones ganaderas.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Villanueva de Córdoba se enclava en el sector central del Batolito de Los Pedroches, en su parte más meridional, abarcando en su cartografía rocas ígneas del batolito junto con metasedimentos del encajante paleozoico.

Al constituir el Batolito de Los Pedroches un rasgo de gran relevancia geológica, fue considerado en principio por LOTZE (1945), y más tarde por JULIVERT *et al.* (1974) como el límite entre las zonas Luso oriental-Alcúdice o Centroibérica al N y Ossa Morena al S. Sin embargo, en otros trabajos (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 (Fig. 1) 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).

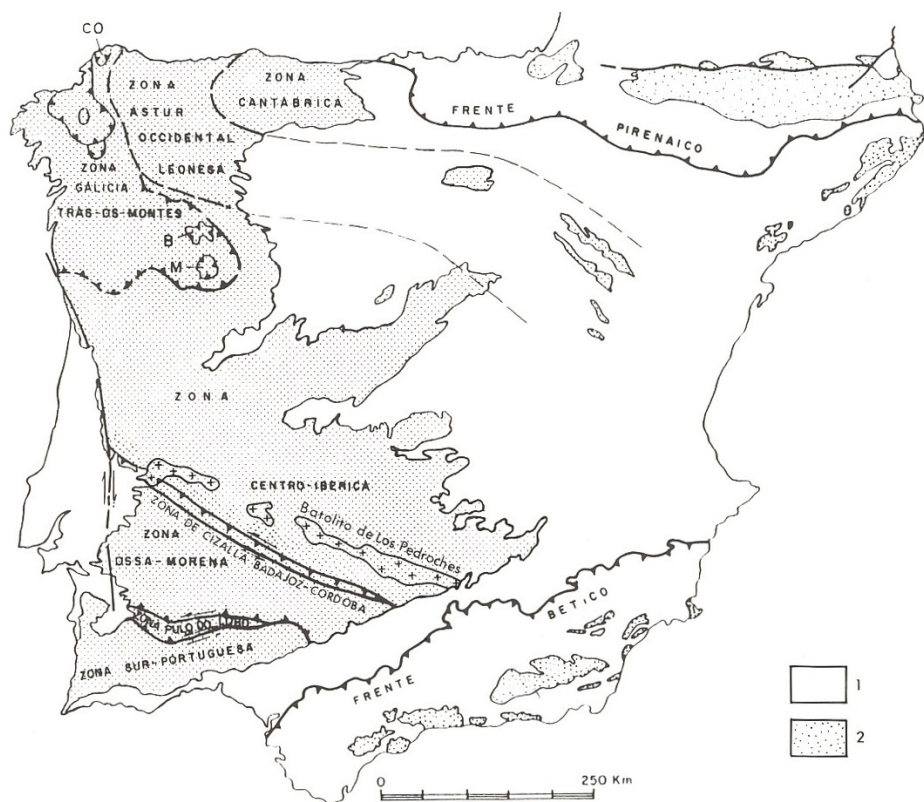


Fig. 1.- Mapa zonal del Macizo Ibérico con la localización del Batolito de Los Pedroches. 1- Cobertura Mesozoica y Cenozoica. 2- Sustrato Paleozoico. Basada en Julivert *et al.* (1974) modificada por Robardet (1976) y Farias *et al.* (1987)

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 alineación 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-Albuquerque). 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.

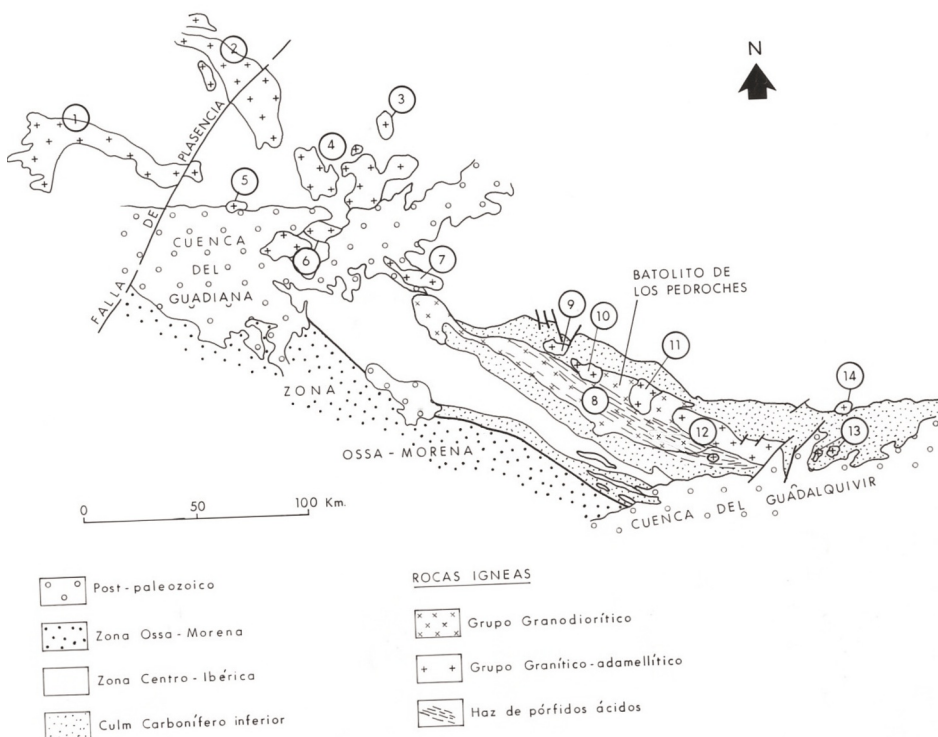


Fig. 2.- Esquema cartográfico del Batolito de Los Pedroches y plutones asociados. 1) Nissa-Albuquerque. 2) Cáceres. 3) Trujillo. 4) Montánchez. 5) La Roca de la Sierra. 6) Mérida. 7) La Haba. 8) Los Pedroches. 9) Santa Eufemia. 10) El Guijo. 11) Mogabar. 12) Cardeña-Verde de la Cabeza. 13) Linares. 14)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

1.3. ANTECEDENTES

Ya en el siglo XIX se tienen algunas referencias bibliográficas del Batolito de Los Pedroches. Autores como LE PLAY (1834), PRADO (1855) y sobre todo MALLADA (1880, 1895) que establece los contactos entre batolito y encajante, describiendo algunas facies petrográficas y reconociendo los efectos del metamorfismo de contacto.

Más tarde, CARBONELL (1916, 1917, 1925 y 1926a y b) y CASTRO BAREA (1921), hacen referencia a las mineralizaciones asociadas al batolito, publicándose también por esas fechas (CARBONELL *et al.*, 1929, 1931) las primeras cartografías a escala 1:50.000, con sus respectivas leyendas geológicas, de las hojas nº 881 (Villanueva de Córdoba) y nº 882 (Cardeña); se atribuye edad varisca tanto a la intrusión de Los Pedroches como al plegamiento de los materiales encajantes.

Tras un paréntesis más de 30 años, y coincidiendo aproximadamente con las décadas de los 60-70, se inicia un periodo bastante fructífero en cuanto a la producción de trabajos, de contenido diverso abarcando los temas siguientes:

- Metalogenéticos. ARRIBAS (1963, 1964 y 1978) en el sector oriental del batolito (Cardeña y Virgen de la Cabeza); MÁRQUEZ TRIGUERO (1966) y LEAL y VAQUERO (1971), en la provincia de Córdoba.
- Cartográficos y petrográficos. PUSCHMAN (1967), en el sector de San Benito y Torrecampo; CABANAS (1968), en Santa Elena, Linares y en otros sectores de la provincia de Córdoba; SÁNCHEZ CELA y APARICIO YAGÜE (1969) en los afloramientos del distrito minero de Linares; DEFALQUE *et al.* (1971) y HERNÁNDEZ PACHECO y CABANAS (1972) en Pozoblanco y Cardeña; MARTÍN RAMOS y RODRÍGUEZ GALLEGOS (1975) en la zona de Venta de Azuel (al N de Cardeña); y más regionales OVTRACHT y TAMAIN (1973); así como las hojas del MAGNA nº 880 (Espiel) de APALATEGUI *et al.* (1985b), y la nº 902 (Adamuz) de APALATEGUI *et al.* (1985a).
- Sedimentológicos. PÉREZ LORENTE (1979) al N de Córdoba; GABALDÓN *et al.* (1983) que estudian los depósitos del Carbonífero inferior del N de la Zona de Ossa-Morena.
- Geoquímicos. SÁNCHEZ CELA y APARICIO (1969) en Linares y Santa Elena; SAAVEDRA *et al.* (1974) en el sector oriental del batolito; APARICIO *et al.* (1977) en un estudio del plutonismo de la parte suroccidental del Macizo Ibérico; CHARPENTIER (1976) en el sector de Santa Elena.
- Geocronológicos. MENDES (1968), LEUTWEIN (1970), PENHA y ARRIBAS (1974), BELLON *et al.* (1979), BLATRIX & BURG (1981), proporcionando o elaborando todos ellos una serie de dataciones geocronológicas a nivel regional.

En la década de los 80 es cuando los trabajos de investigación en este sector del Macizo Ibérico se intensifican con producción de una serie de publicaciones como: PROST-DAME (1980), HERTRICH (1980), ERASO y GARROTE (1984), EGUIGUREN (1983), ARRIOLA *et al.* (1985a y b), TIJERO (1983), GARROTE *et al.* (1985), PASCUAL (1984), GARCÍA CASCO (1986), GARCÍA CASCO y PASCUAL (1987), GARCÍA CASCO *et al.* (1987), SÁNCHEZ PÉREZ (1986), SÁNCHEZ PÉREZ *et al.* (1988a y b), FERNÁNDEZ RUIZ (1987), LARREA BILBAO (1987) y CARRACEDO *et al.* (1989).

A modo de conclusión, y en base a estos trabajos, se constata la existencia de dos grupos principales de rocas ígneas en el Batolito de Los Pedroches. El Grupo Granodiorítico y su cortejo filoniano que es el cuerpo principal del batolito; y el Grupo Granítico y su cortejo filoniano, que predomina en el sector oriental y continua hacia el oeste en forma de plutones aislados. Esta diferenciación en grupos es litológica, independientemente de su origen a partir de la evolución de un único magma o de la existencia de dos series magmáticas diferentes.

Los materiales en los que encaja el batolito es una serie tipo "culm" de edad Carbonífero inferior, compuesta por pizarras, grauvacas y niveles de conglomerados, muy potente y monótona. Sobre estos materiales las referencias son menos numerosas, destacando dos tipos de trabajos. El primero, los trabajos de carácter regional, entre los que cabe mencionar la Tesis Doctoral de PÉREZ LORENTE (1979), y las hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 de Montoro (903), Espiel (880), Adamuz (902), San Benito (834) e Hinojosa del Duque (833). Y un segundo tipo correspondiente a trabajos temáticos como petrología y geoquímica (CROUSILLES *et al.*, 1976), sedimentología (GABALDÓN *et al.*, 1985; GARROTE y QUESADA, 1983; GABALDÓN, 1991) y tectónica (QUESADA, 1991b).

1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES

En la Hoja de Villanueva de Córdoba se pueden distinguir tres unidades de rango mayor, que se extienden fuera de ella en bandas alargadas de dirección ONO-ESE, y que de Norte a Sur son:

- Batolito de Los Pedroches;
- Unidad de Pedroches;
- Unidad de Guadalbarbo.

La unidad septentrional, o Batolito de Los Pedroches, es una unidad ígnea compleja, intrusiva en la Unidad de Pedroches, compuesta por varios cuerpos plutónicos e importantes haces filonianos, cuya mitad meridional aparece representada en esta hoja. La intrusión a altas temperaturas de los magmas que dieron lugar a la formación de las rocas de esta unidad en niveles corticales someros, produjo una aureola de metamorfismo de contacto en la unidad encajante de anchura variable en torno a 1,5 km.

Las otras dos unidades estructurales principales que afloran están compuestas por rocas metasedimentarias con intercalaciones de rocas volcánicas. Presentan diferencias sedimentarias importantes, que sugieren ambientes de depósito diferentes durante el Carbonífero (GABALDÓN *et al.*, 1983, 1985; GARROTE y QUESADA, 1983).

Ambas unidades (Pedroches y Guadalbarbo) pertenecen al Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (CHACÓN *et al.*, 1974; APALATEGUI *et al.*, 1988; ver esquema regional en el mapa). El límite entre ambas es siempre tectónico, representado en esta hoja por un conjunto de accidentes subverticales que hacen aflorar una banda de serpentinitas, en una lámina tectónica de un centenar de metros de espesor. Estas rocas de origen profundo, aunque su génesis y edad no son conocidas, jalonan de manera discontinua algunos límites entre las unidades del Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. Su proximidad espacial a las rocas basálticas que caracterizan a la unidad de Guadalbarbo, hizo considerar a CROUSILLES *et al.* (1976), que en conjunto definían una secuencia ofiolítica. Numerosos trabajos posteriores considerando aspectos tectosedimentarios, petrológicos y geoquímicos permiten descartar dicha interpretación (PÉREZ LORENTE, 1979, 1980; GARROTE y QUESADA, 1983; GABALDÓN *et al.*, 1985 a y b).

La interpretación dada a las dos unidades meridionales (Pedroches y Guadalbarbo) por GABALDÓN *et al.* (1983, 1985a y b), es la de dos secuencias formadas en ambientes diferentes de una misma cuenca sedimentaria, separadas originalmente y yuxtapuestas tectónicamente en el curso de la Orogenia Varisca.

La Unidad de Guadalbarbo aflora de forma reducida en esta hoja, en el vértice suroeste. La Unidad de Pedroches, está mejor representada, ocupa la mitad suroccidental de la hoja, y está representada por una potente serie detrítica con características flyschoides. La banda que contacta con la Unidad de Guadalbarbo es la parte basal, es de granulometría más fina, tiene niveles carbonatados y lutitas hematíticas. La falla inversa con vergencia norte que pasa por el norte del Cerro Peña Águila y la Sierra del Castaño, levanta el bloque meridional y permite el afloramiento de las cuarcitas del Devónico superior, infrayacentes. Esta serie paleozoica está mejor representada, en un amplio anticlinal en la vecina Hoja de Espiel, a ambas vertientes del Puerto Calatraveño, donde incluye términos ordovícicos, silúricos y del Devónico inferior.

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 vulcano-sedimentarias 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 unidades principales que afloran en la hoja, una de las cuales, la más extensa, es exclusivamente ígnea.

De las tres grandes unidades que afloran en esta hoja, Batolito de Los Pedroches, Unidad de Pedroches y Unidad de Guadalbarbo, las dos últimas recogen los materiales metasedimentarios. Ambas unidades son de la misma edad y la de Guadalbarbo se caracteriza por la presencia de un episodio volcánico muy potente. Ambas pertenecen al Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina ya citado. La del Batolito de Los Pedroches comprende las rocas ígneas y se describirá en último lugar.

2.1. UNIDAD DE LOS PEDROCHES. DEVÓNICO-CARBONÍFERO INFERIOR

Ocupa la mitad suroccidental de la hoja, entre el batolito y la unidad de Guadalbarbo que ocupa la esquina SO. Se distinguen dos tramos con criterios tectonoestratigráficos. Un tramo basal al SO, con materiales devónicos y carboníferos que proporciona los mayores relieves de la hoja (Peña Águila, 867 m), y un tramo superior, que ocupa la mayor extensión, en el que intruye el batolito. El límite entre los dos se ha interpretado como normal en esta hoja, pero los puntos de observación no son buenos, ya que en la carretera de Obejo a Pozoblanco en

el Cortijo de la Canaleja se observa un tramo muy tectonizado debido al accidente que superpone el Devónico sobre los materiales carboníferos.

2.1.1. Cuarcitas masivas y alternancia de cuarcitas y pizarras (14). Devónico

Este término sólo aflora en la esquina SO de la hoja, aunque se extiende en la Hoja de Espiel (hoja nº 880), en donde forma parte de un gran anticlinal (Anticlinal del Calatraveño) en el que afloran materiales ordovícicos, silúricos y del Devónico inferior. La secuencia estratigráfica ha sido establecida por PÉREZ LORENTE (1979) y por APALATEGUI *et al.* (1985b), se denominan “Cuarcitas masivas blancas” y dan lugar como en esta hoja a fuertes relieves. El contacto septentrional es un cabalgamiento sobre los materiales carboníferos y el meridional está tectonizado, probablemente una falla normal de poco salto ya que hacia el Oeste el contacto es discordante.

Se han observado dos facies que se alternan en la secuencia:

- Facies cuarcíticas. Compuestas por cuarcitas bastante puras, de color blanco, en bancos potentes (hasta 2 m) separadas por niveles de lutitas y areniscas decimétricos. En las capas cuarcíticas son frecuentes las estructuras sedimentarias como, laminación paralela, laminación cruzada de gran escala, “ripples” y marcas de muro; en casi todas se observan “burrows”, tanto verticales como horizontales. La potencia alcanzada por estas facies, dentro de la hoja, se estima en unos 100 m.
- Facies heterolíticas. Son alternancias de capas de areniscas cuarcíticas y capas lutíticas ricas en materia carbonosa, de espesor decimétrico y colores ocre. La proporción de areniscas es superior a las lutitas. Se observan estructuras sedimentarias como laminaciones paralelas, estratificación gradada, laminaciones cruzadas, estructuras de carga y más excepcionalmente pliegues sin-sedimentarios; son también frecuentes las estructuras orgánicas.

Las dos facies se indentan con cambios laterales. El medio de depósito fue interpretado por PÉREZ LORENTE (1979) como un delta submarino en el que las facies proximales están representadas por los bancos de cuarcitas y las facies heterolíticas representan las facies intermedias y distales.

La potencia no se puede precisar en esta hoja por los contactos que presenta, pero se puede estimar en más del centenar de metros.

En cuanto a la edad, PÉREZ LORENTE (1979) ha encontrado fósiles tales como *Spynocyrtia plicatura* y *Spynocyrtia sp.*, que caracterizan al Eifeliense inferior, APALATEGUI *et al.* (1985b) en la memoria de la vecina Hoja de Espiel (nº 880) citan fósiles atribuibles al Eifeliense y Givetense, pero los datos regionales indican que en este Dominio no existe el Devónico medio, admitiéndose por todos los autores la laguna mesodevónica como reflejo de los primeros episodios variscos. Por tanto, se le ha atribuido una edad devónica a falta de estudios más precisos.

2.1.2. Pizarras con pasadas arenosas, pizarras hematíticas (15). Calizas conglomeráticas, conglomerados de cemento calcáreo (16). Areniscas silicificadas (17). Carbonífero inferior. Viseense

Este tramo es la base del Carbonífero en esta hoja, se superpone sobre el Devónico por contacto mecánico que pasa a discordante en la Hoja de Espiel. Litológicamente consiste en una

sucesión de lutitas masivas de colores verdes, rojas y marrones con pasadas de grauvascas (15). Intercalados se observan varios niveles (en número variable entre 6-10) de calizas conglomeráticas (16) que pasan a niveles de conglomerados de cemento carbonatado; tienen espesores métricos y contienen fauna de corales y fragmentos de conchas. En el Cerro de las Obejuelas un paquete llega a alcanzar los 10 m de espesor. La textura de estas rocas varía de conglomerática con granoselección hacia la base a biomicrita con laminación paralela y de "ripples" a techo, presentándose también texturas oolíticas. El conglomerado es poligénico, con cantos de cuarcitas, gneises, pizarras, bioclastos, fragmentos de fósiles y fragmentos de esparita. Todos ellos englobados por abundante matriz micrítica (5-15%). Localmente se encuentran cantos blandos pelíticos a diferentes alturas dentro de los bancos calizos. El carácter gradado de las capas carbonatadas, junto a la presencia de cantos blandos y abundante matriz, indican una naturaleza turbidítica de las mismas.

Se ha diferenciado también un nivel de "Areniscas silicificadas" (17) que no tienen un significado estratigráfico ya que la silicificación debe estar ocasionada por el cabalgamiento de Peña Águila, en su continuación entre los materiales carboníferos (Falla de la Canaleja, MARTÍNEZ POYATOS, 1997).

Intercalados entre los paquetes carbonatados y en la base de los mismos al N de Peña Águila hay niveles métricos de lutitas moradas con polvos de hematites (15). La composición mineralógica está formada por óxidos de Fe, cuarzo, sericita y clorita, interpretándose como polvos de hematites procedentes de un foco volcánico próximo. También en la citada Hoja de Espiel (nº 880) se encuentran en estos niveles rocas volcánicas de composición ácida y rocas piroclásticas, por lo que se atribuye esta litología a la actividad volcánica. El medio de depósito sería marino de poca profundidad y poco energético, en el que islas volcánicas, origen de los materiales volcánicos, propiciaron la formación de barreras coralinas.

El espesor estimado está entre los 200 m propuestos regionalmente y los 400 m aflorantes en esta hoja.

En cuanto a la edad PÉREZ LORENTE (1979), en niveles carbonatados de la Hoja de Espiel, encuentra los siguientes fósiles en estas facies: Equinodermos, Briozoos, *Endothyranopsis crassa*, *Endothyra*, *Omphalotis*, *Climacammina*, *Konickopora*, *Tuberitina*, *Tuberitina maljavnikovi*, *Palaeotextularia*, *Forschia* y/o *Forschiella*, atribuidos al Viseense medio-superior.

Las rocas carbonatadas de esta unidad, a pesar de su escasa representación volumétrica, tienen una significación especial, por dos motivos principales: Su área fuente, una plataforma carbonatada, es diferente a las rocas mayoritarias de esta unidad, que son principalmente siliciclásticas. Y además son las únicas rocas que se han podido datar en el conjunto de la sucesión sedimentaria de esta unidad, incluso teniendo en cuenta su carácter resedimentado, suministra una referencia de edad mínima, durante el Viseense superior, para el desarrollo de la cuenca de Los Pedroches en este sector.

2.1.3. Pizarras y grauvascas (18). Grauvascas y pizarras (19). Areniscas y microconglomerados (20). "Culm" de los Pedroches. Carbonífero inferior

Este tramo constituido por materiales del Carbonífero inferior, ocupa la mayor parte de los materiales metasedimentarios dentro de la hoja. Tiene una continuidad regional y ha sido estudiado por PÉREZ LORENTE (1979) y GABALDÓN *et al.* (1983) en sectores próximos a la hoja.

La monotonía de los materiales y la tectónica que han sufrido no permite levantar una columna estratigráfica en el “culm” de Los Pedroches. En esta hoja se han identificado y cartografiado las facies descritas por los autores citados.

Facies lutíticas (18). Dentro de este tramo hay dos tipos de facies:

- Lutitas y arenas muy finas, masivas o con estratificación lenticular, en donde las lentículas pueden aparecer como láminas, como “ripples” aislados o como “ripples” apilados.
- Limolitas y lutitas, tienen estratificación plano-paralela, de gran continuidad lateral, con marcada granoselección, la potencia de los bancos es variable entre 2 y 15 cm.

Facies heterolíticas. (19) Formadas por una alternancia de areniscas, de grano medio a fino, y de lutitas. Presentan geometría plano-paralela y gran extensión lateral, con espesor de capas centimétrico a decimétrico. De acuerdo con el trabajo de GABALDÓN *et al.* (1983, 1985a y b), se han diferenciado dos subfacies:

- Una constituida por una alternancia neta de capas arenosas y lutíticas. En los niveles arenosos se observan estructuras sedimentarias como, “ripples” de corriente y de oscilación, a veces con estructuras “flaser” y más esporádicamente estratificación “hummocky.cross-lamination” en los niveles arenosos. Las lutitas suelen ser masivas y apenas bioturbadas. Son relativamente frecuentes las capas con secuencias de Bouma incompletas.
- Y otra, caracterizada por una alternancia gradual de capas arenosas y lutíticas, con una granulometría más fina que las anteriores. Suelen tener un contacto basal neto y superior gradual, granoselección y estratificación cruzada tipo “hummocky”, que pasa verticalmente a laminación paralela.

Facies arenosas (20). Formadas por areniscas de grano medio, o medio a fino, estratificadas en capas de espesor muy variable (hasta de 1 m). En las que se han diferenciado, dos subfacies atendiendo a su geometría y estructura interna.

- Areniscas de grano medio a fino, los límites de capa son netos, de geometría tabular y plano-paralelas o acuñándose lateralmente de forma gradual, formando entre sí ángulos suaves. Como estructuras sedimentarias presentan “parting lineation” y laminación paralela y/o cruzada de bajo ángulo.
- Areniscas de grano medio que constituyen niveles con muro plano neto y el techo ondulado con morfología de “megaripples” simétricos. La estructura sedimentaria más característica es la estratificación cruzada “hummocky”.

Facies conglomeráticas. Aparecen asociadas espacialmente con las facies arenosas, como en el PK 18,5 de la carretera de Pozoblanco a Obejo. Litológicamente están constituidas por areniscas de grano medio a grueso y microconglomerados polimícticos de tipo clasto-soportados, con cantos de cuarzo, cuarcita, rocas metamórficas y cantos blandos. Algunos niveles tienen características de “debris flows”. La estructura interna de estas capas es masiva, con muro marcadamente erosivo (canalizadas). El espesor de estas facies es menor de 20m y cartográficamente se caracterizan por su discontinuidad.

Merece especial mención la presencia de varios paquetes conglomeráticos, tanto clasto-soportados como matriz-soportados, expuestos en las cercanías del la Cortijo de la Canaleja que pueden interpretarse como evidencia indirecta de actividad tectónica sin-sedimentaria.

La interpretación paleogeográfica de la secuencia carbonífera expuesta, fue considerada en principio como propia de sedimentación turbidítica en abanicos submarinos profundos (PÉREZ LORENTE, 1979). Sin embargo en los estudios posteriores (GABALDÓN *et al.*, 1983, 1985a y b) se reconocieron estructuras sedimentarias ligadas a oleaje de tormentas en algunas facies, principalmente heterolíticas y arenosas, lo que es contrario al carácter profundo de estos sedimentos de naturaleza turbidítica, en consecuencia, los autores citados proponen un ambiente de depósito relativamente somero, probablemente zonas de plataforma dominadas por tormentas, en donde la dinámica activa de tormentas habría jugado un papel fundamental en la distribución y retrabajamiento de los sedimentos.

2.2. UNIDAD DE GUADALBARBO

2.2.1. Lutitas y areniscas (12). Lavas y piroclastos básicos (13). Carbonífero inferior

Las rocas de esta unidad afloran en el vértice SO de la Hoja de Villanueva de Córdoba. Está constituida por lutitas y areniscas similares a las facies heterolíticas descritas en la Unidad de Pedroches, con alguna intercalación de calizas, y pobreza de grauvacas, pero que se caracteriza por la abundancia de coladas basálticas. La edad de esta unidad es Carbonífero inferior.

Se han diferenciado cartográficamente dos grupos litológicos.

- Lavas y piroclastos básicos (13). Aparecen en afloramientos de importante entidad y gran continuidad lateral. Se ha constatado la existencia de varias coladas de lavas de color verde oscuro, tanto masivas con disyunción en bolos, como con estructuras de lavas almohadilladas ("pillow lavas"), a techo de estos niveles aparecen con frecuencia paquetes brechoides con características de hialoclastitas, en las que se reconocen fragmentos de "pillows". Localmente se observan bancos decimétricos de rocas volcanoclásticas, también de composición basáltica, intercalados entre los materiales turbidíticos, que podrían corresponder a tipos volcanoclásticos (piroclásticos y/o epiclásticos) relacionados con el mismo evento volcánico.
- Lutitas y areniscas (12). Son los materiales entre los que se intercalan las coladas de rocas básicas. Sedimentológicamente son muy parecidas a las facies heterolíticas descritas en la Unidad de Pedroches, resaltando únicamente la relativa pobreza en grauvacas. Se trata de una sucesión turbidítica con predominio de facies lutíticas.

2.3. BATOLITO DE LOS PEDROCHES

2.3.1. Introducción

La mitad nororiental de la Hoja de Villanueva de Córdoba está constituida por rocas ígneas plutónicas y filonianas, que pertenecen a la parte meridional del sector central del Batolito de Los Pedroches (Fig. 3). El extenso afloramiento ígneo no es homogéneo composicionalmente, se pueden distinguir varios tipos litológicos, pertenecientes a los dos grupos reconocidos en el conjunto plutónico.

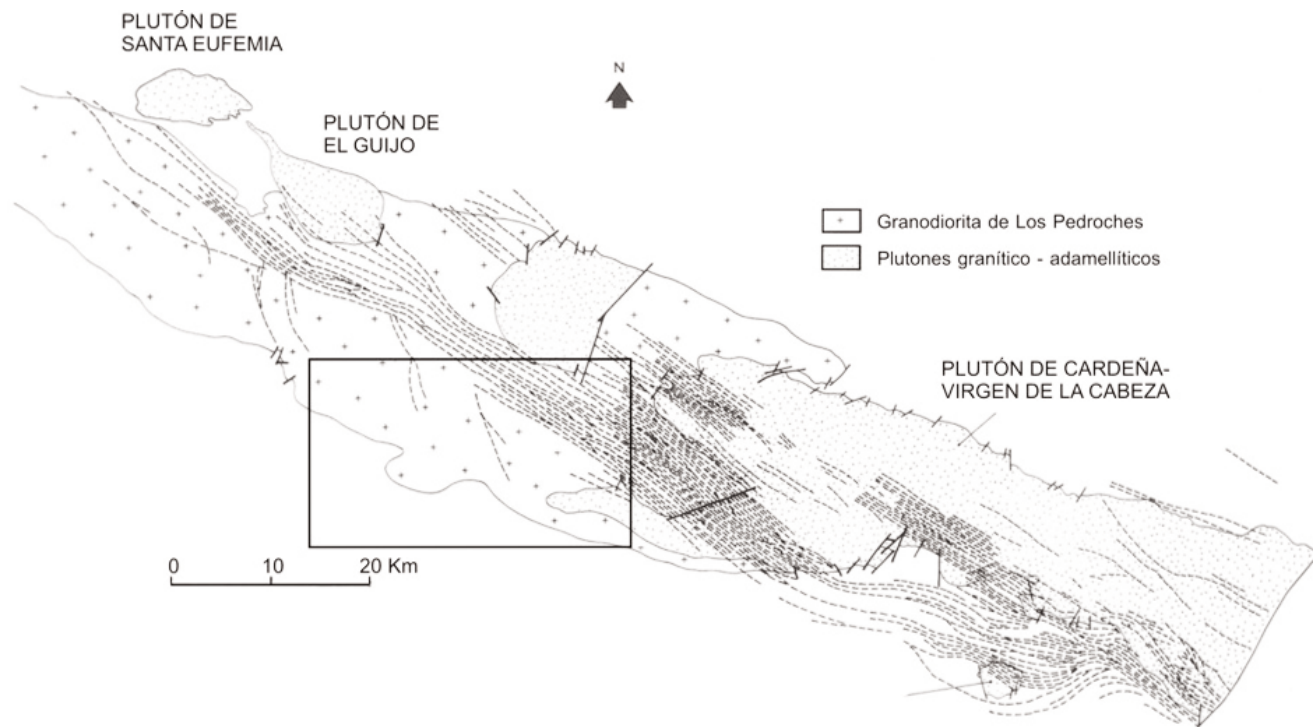


Fig. 3.- Distribución de Unidades en la Hoja de Villanueva de Córdoba

El Batolito de Los Pedroches agrupa a un conjunto de plutones que se extiende desde las proximidades de la población de Arquillos (al E de Linares, Jaén), en donde se introduce bajo los materiales terciarios del Valle del Guadalquivir, hasta la comarca de La Serena, en la depresión del Guadiana, ello supone una longitud de afloramiento casi ininterrumpido de más de 200 km, con una anchura variable entre 8 y 30 km, sigue al Oeste hasta internarse en Portugal de forma ya discontinua, con cuerpos aislados. Este extenso afloramiento de rocas ígneas, de unos 2.000 km² de superficie, de dirección NO-SE se orienta subparalelamente a las estructuras regionales, emplazándose en el núcleo anticlinal de un gran sinclinorio, ocupado por los materiales sin-orogénicos carboníferos del "culm" de Los Pedroches, Unidad de Los Pedroches de esta hoja. La intrusión del batolito produce una aureola de metamorfismo de contacto en estos materiales de más de 1 km de anchura.

Este hecho supone una primera limitación estratigráfica, las rocas ígneas han de ser posteriores al Viseense superior. Al norte de esta hoja en las de San Benito (834), Hinojosa del Duque (833) y Pozoblanco (859), las rocas ígneas intruyen en una sucesión "culm" que alcanza hasta el Namuriense inferior (RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, 1990) lo que indica que aún son más jóvenes. Por otra parte, la intrusión tuvo lugar con posterioridad a la deformación penetrativa regional, que por criterios regionales (APALATEGUI *et al.*, 1990) se produjo en el intervalo Namuriense inferior a Westfaliense inferior (≈ 320 -310 Ma; COWIE y BASSET, 1989). No obstante, esto implicaría que la intrusión, al menos, debe ser posterior al límite inferior de este intervalo de edades.

2.3.2. Rocas ígneas asociadas al Batolito

El batolito está compuesto mayoritariamente por dos grupos de rocas ígneas: Grupo Granodiorítico (bien desarrollado en el sector central y occidental del batolito) y Grupo Granítico desarrollado en la parte oriental y de forma discontinua en el sector central (plutones de Mogábar, El Guijo y Santa Eufemia); en menor proporción se han observado también rocas más básicas (gabros y dioritas) en La Serena y varios haces de diques, que a su vez, en parte se relacionan con los grupos principales, y otros más tardíos como los de cuarzo hidrotermal y los de diabasas.

Las relaciones estructurales y temporales entre los dos grupos litológicos principales son variadas a la escala del conjunto del batolito. Con carácter general, las rocas del grupo más ácido (granítico) son más tardías que las del Grupo Granodiorítico, pero mientras que en la mitad oriental (Plutón de Cardena-Virgen de la Cabeza, LARREA *et al.*, 1992) las relaciones de intrusión son de líquido en líquido, evidenciadas por procesos de mezcla de magmas en las zonas de contacto lo que implica intrusión simultánea de los dos grupos, en las intrusiones más occidentales las rocas del Grupo Granítico constituyen plutones circunscritos en las granodioritas cuando éstas estaban totalmente cristalizadas y frías (FERNÁNDEZ *et al.*, 2013).

Los principales tipos ígneos que componen el Grupo Granodiorítico son granodioritas biotíticas \pm anfíbol con textura hipidiomórfica inequigranular, de grano medio a fino y en ocasiones ligeramente porfídica. Como minerales accesorios presenta titanita, allanita, circón y apatito. Son abundantes los enclaves microgranudos máficos y félsicos de composición diorítica, tonalítica y granodiorítica (DONAIRE, 1990).

Desde el punto de vista químico son rocas ácidas ($\text{SiO}_2=66,85\%$), ligeramente metaaluminosas a moderadamente peraluminosas ($\text{A/CNK}=1,03$) y ricas en Fe, Mg, Ti y K_2O . Esta unidad

constituye una asociación aluminico-cafémica alta en K_2O (CARRACEDO, 1991) según los criterios de DEBON y LE FORT (1983).

El Grupo Granítico está formado principalmente por granitos biotíticos \pm cordierita, y leucogranitos de dos micas con un marcado porfidismo caracterizado por megacristales y fenocristales de feldespato potásico inmersos en una mesostasis granítica biotítica de grano fino-grueso. Presenta cordierita, turmalina y andalucita de forma ocasional y apatito, circón, monacita, xenotima e ilmenita como minerales accesorios. A diferencia del grupo granodiorítico los enclaves microgranudos son muy escasos.

Desde el punto de vista químico está constituido por rocas ácidas ($SiO_2=73,12\%$), peraluminosas ($A/CNK=1,13$), pobres en elementos ferromagnesianos y ricas en K_2O . En el sentido de DEBON y LE FORT (1983) integran una asociación aluminosa. En conjunto, los plutones de esta unidad presentan afinidad con las facies tipo Cabeza de Araya del batolito de Extremadura central (BEA *et al.*, 1987).

Existe una densa red filoniana asociada al batolito constituida por diques de naturaleza muy diversa (pórfidos graníticos y granodioríticos, traquíticos, traquiandesíticos, lamprofídicos, básicos, pegmatíticos y de cuarzo) (HERTRICH, 1980; CARRACEDO, 1991; LARREA, 1998).

Dentro de la Hoja de Villanueva de Córdoba afloran rocas de los dos grupos:

Grupo Granodiorítico. Ocupa la mayor parte de la superficie. En ella se diferencian los siguientes tipos:

- Granodiorita facies común (con anfíbol).
- Microgranodiorita poiquilítica.
- Adamellita porfídica.
- Microadamellita
- Aplitas.
- Cortejo filoniano granodiorítico.

Las adamellitas y las microadamellitas ocupan una banda desde el límite oriental de la hoja, en los alrededores del Cerro Fresnedilla hasta la Ermita de la Cigüeñuela; y otro afloramiento menor al NO de la hoja, al S de Pozoblanco. Han sido atribuidas al Grupo Granodiorítico debido a los contactos gradacionales que tienen con la granodiorita (sobre todo en la banda Cerro Fresnedilla-Ermita de la Cigüeñuela), además de una composición de la biotita similar, y diferente a la de la biotita del Grupo Granítico-Adamellítico, según DONAIRE *et al* (1999).

Grupo Granítico-Adamellítico. Los tipos incluidos en este conjunto son:

- Leucogranitos y microleucogranitos.
- Pórfidos graníticos-adamellíticos.
- Aplitas.

Aparte de los leucogranitos que afloran en pequeños cuerpos intrusivos, la manifestación ígnea más importante de este grupo son los diques. Cortan a las rocas del Grupo Granodiorítico y se emplazan como un enjambre de diques porfídicos de composición ácida (granitos, adamellitas), de dirección N120°E, representados especialmente en la esquina NE de esta hoja.

Los haces de diques están asociados a los grupos mayores del batolito y sus relaciones de intrusión son un buen criterio diferenciador; los diques granodioríticos forman parte del Grupo Granodiorítico y nunca cortan a los materiales del Grupo Granítico, lo que ha ayudado a clasificar estas unidades, como se observa en el afloramiento nororiental. Los diques graníticos presentan una secuencia más compleja; en los cuerpos orientales del Grupo Granítico, como Cardaña, los diques cortan a los cuerpos plutónicos y hacia el oeste son cortados por los plutones; así en el plutón de Mogabar los diques sólo intruyen en los bordes interrumpiéndose en el interior del cuerpo.

Por último, todos los tipos ígneos definidos se hallan cortados por filones de cuarzo de dimensiones variadas, algunos de ellos contienen mineralizaciones.

2.3.3. Grupo Granodiorítico

2.3.3.1. *Granodiorita de Los Pedroches (1)*

Se distribuye en la mayoría del batolito en la hoja. Su contacto con el encajante carbonífero es claramente intrusivo, con unos buzamientos que oscilan entre 40°-60° hacia el S-SO. La morfología de los contactos, a menudo retocados por fallas que los desplazan, es tanto sinuosa como rectilínea, sugiriendo un emplazamiento a favor de un sistema de fracturas. En el encajante y siempre próximas al contacto, se suelen observar pequeñas venas centimétricas-decimétricas de granodiorita rica en turmalina, a menudo venas pegmatíticas, que cortan o penetran en las pizarras a favor de superficies de debilidad, como planos de esquistosidad o estratificación.

Ocasionalmente, en las zonas de borde dentro de la granodiorita, se desarrollan bandas discontinuas de deformación relacionadas con el emplazamiento; estas zonas de granodiorita deformada, de hasta 100m de anchura, se caracterizan por el desarrollo de una foliación penetrativa paralela al contacto, que consiste fundamentalmente en la orientación de las láminas de biotita y cristales de plagioclasa. Los enclaves, tanto esquistosos como microgranudos, también se disponen paralelos a esta foliación.

Macroscópicamente, la granodiorita de Los Pedroches se caracteriza por ser una roca granuda, equigranular con tendencia ligeramente porfídica, compacta, bastante homogénea, de color gris a gris azulado y tamaño de grano medio (0,5-1 cm). Compuesta esencialmente por cuarzo, feldespatos, biotita y ocasionalmente anfíbol, no suele presentar moscovita. Localmente aparecen cristales de plagioclasa de hasta 2 cm, infiriendo aspecto porfídico a la roca.

Su homogeneidad, tanto mineralógica como textural, queda a veces trastocada por la existencia de potasificaciones tardías, en forma de estrechas bandas centimétricas a decimétricas relacionadas con fenómenos cataclásticos y metasomáticos, que hacen que la roca adquiera un color rosado perdiendo su tono grisáceo habitual.

La alteración superficial es muy intensa, desarrollando un suelo, a veces con espesores métricos. El suelo arenoso y pardo deja afloramientos de roca fresca con la típica morfología granítica en lomos de ballena, por la actuación de varios sistemas de diaclasas.

Los enclaves son frecuentes y se diferencian dos tipos:

- Esquistosos. De formas alargada, con bordes netos e irregulares, y de tamaño variable, desde centimétrico a decimétrico. Su origen se sitúa en la roca de caja siendo englobados durante el emplazamiento de la granodiorita. Suelen preservar la esquistosidad y/o estratificación original de la roca. Son muy abundantes en la zona de contacto y desaparecen paulatinamente a medida que se separan.
- Microgranudos. Con morfología esférica o elipsoidal y de talla generalmente decimétrica. Se distribuyen por toda la masa granodiorítica. Cualitativamente su mineralogía es idéntica que la roca que los engloba, aunque con mayor proporción de minerales máficos. Su origen puede ser por asimilación del encajante; o de origen magmático. En el segundo caso, pueden atribuirse a precursores básicos o a la mezcla de magmas ácido-básico.

2.3.3.2. *Microgranodiorita poiquilítica* (2)

En el vértice NO de la hoja y de forma un tanto discontinua, dibujando una banda (diferenciada en la cartografía por la trama de "Zona de mezcla de magmas"), afloran a modo de enclaves de dimensiones muy variables, desde decimétricos a hectométricos, unas rocas de color gris oscuro, tamaño de grano fino, compactas y de aspecto porfídico y poiquilítico, con fenocristales esporádicos de plagioclasa, inmersos en una matriz de grano fino compuesta esencialmente por cuarzo, feldespato y biotita, y que han sido clasificadas como granodioritas porfídicas poiquilíticas de grano fino. Los contactos con la facies de granodiorita común son tanto netos (a veces con bordes de enfriamiento), como graduales, con morfologías redondeadas, globulosas, megagotculares y con enclaves compuestos. A veces son cortadas por venas de granodiorita común; pasando, otras veces, a fusionarse gradualmente con la granodiorita en la que encajan. Es frecuente observar zonas de mezcla entre los dos tipos de granodiorita que recuerdan "schlierens", y zonas de composición híbrida. Todo este conjunto de relaciones y estructuras además de las características petrográficas y geoquímicas que presentan este grupo de rocas, indican que la microgranodiorita porfídica poiquilítica fue incorporada a la granodiorita común, en estado semisólido, durante el emplazamiento de esta última, implicando procesos de mezcla de magmas ("mixing, mingling") según VERNON *et al.* (1983).

Al igual que en la granodiorita común, también en la presente facies se constata la aparición de enclaves microgranudos de idénticas características a los descritos para la granodiorita. La mineralogía consiste en pequeños fenocristales de plagioclasa rodeados por una matriz de grano fino formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita \pm anfíbol.

2.3.3.3. *Adamellita biotítica* (3)

Se sitúa en la parte central del tercio oriental de la hoja, en contacto gradual o transicional con la granodiorita de Los Pedroches. En el tránsito se observa un enriquecimiento progresivo en cuarzo y feldespato potásico, empobrecimiento en plagioclasa y biotita, y acentuación de la textura porfídica.

A diferencia de la granodiorita, la adamellita es muy pobre en enclaves, texturalmente es heterogénea, con zonas granudas que contrastan con otras marcadamente porfídicas. Mineralógica y geoquímicamente se trata de una roca con caracteres mixtos entre granodiorita y granito.

El tránsito granodiorita a adamellita se refleja en la orografía, aumenta el relieve, desarrollándose espectaculares berrocales por la actuación de varios sistemas de diaclasas.

En muestra de mano la adamellita se caracteriza por ser una roca granuda, heterogénea, compacta, porfídica (con cristales de hasta 8 cm), de color gris claro y tamaño de grano de medio a grueso. Mineralógicamente se compone de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, y ocasionalmente, cordierita y moscovita. Con carácter local se han encontrado pequeños nódulos turmaliníferos de tamaño centimétrico (proximidades del río Matapuecas).

2.3.3.4. *Microadamellita porfídica* (4)

Aparece en dos localidades dentro de la hoja, en la parte oriental relacionada con la adamellita biotítica; y en otro afloramiento próximo al vértice NO.

En el primer afloramiento, los contactos con la adamellita biotítica son tanto netos como graduales y a menudo en forma de enclaves dentro de esta, aunque también existen enclaves de adamellita dentro de la microadamellita. Toda esta gama de relaciones entre las dos facies adamellíticas definidas, parecen indicar procesos, como los ya descritos, de "mixing-min-gling" entre magmas.

El afloramiento noroccidental la microadamellita está rodeada por la granodiorita común de Los Pedroches, por la calidad de los afloramientos no se ha podido reconocer la naturaleza del contacto, aunque se puede afirmar que la microadamellita es posterior a la granodiorita al ser una roca más evolucionada.

En afloramiento la microadamellita se caracteriza por su color gris y por ser una roca compacta, heterogénea, de grano fino, porfídica y algo poiquilítica. Mineralógicamente se compone de fenocristales de plagioclasa (de hasta 4 cm), cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, cordierita y moscovita. DONAIRE *et al* (1999) la incluyen junto a las adamellitas porfídicas como leucogranodioritas relacionadas con las granodioritas.

2.3.3.5. *Pórfidos granodioríticos* (5)

Constituyen una red de diques de dirección variable entre N150°E cuando encajan en la granodiorita, a N130°E cuando lo hacen en los metasedimentos carboníferos. Hacia el N se sitúan en dirección N-S, lo que dibuja un sigmoide sinistro a nivel regional. Los buzamientos son subverticales y la corrida kilométrica, oscilando la potencia entre 4 y 25 m.

Los diques presentan zonación textural. En el centro la roca es de color gris claro, ligeramente porfídica, con fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo, inmersa en una matriz microgranuda de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con desarrollo de entrecrecimientos gráficos.

En los bordes la roca es de color gris oscuro, marcadamente porfídica, con fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo con golfos de corrosión, inmersos en mesostasis afanítica.

Es destacable la presencia de esporádicos enclaves microgranudos (microdioríticos) similares a los que presenta la granodiorita en la que encaja esta red de diques.

2.3.4. Grupo Granítico-Adamellítico

2.3.4.1. *Leucogranitos y microleucogranitos (6)*

Se distribuye en pequeños afloramientos relacionados con las adamellitas, dan anomalías positivas en el relieve, aparecen en el sector oriental y en la esquina NO de la hoja. El contacto, siempre con las adamellitas, presenta carácter neto y buzamiento subhorizontal.

Se trata de una roca granuda, muy ligeramente porfídica, de grano fino a medio, de aspecto aplitoide y color amarillento. Mineralógicamente está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (que aparece tanto en la matriz como en pequeños fenocristales), biotita, cordierita, moscovita y turmalina.

2.3.4.2. *Pórfidos graníticos-adamellíticos (7)*

Constituyen una espectacular red de diques de dirección N120°-140°E (también hay algunos de dirección N-S), de potencia muy variable desde métrica a hectométrica y corridas de hasta varias decenas de kilómetros.

Afloran principalmente en la parte NE de la hoja, en concreto se pueden observar en la localidad de Villanueva de Córdoba. Cortan tanto a la granodiorita como a la adamellita biotítica. Cuando encajan en granodiorita producen un relieve alomado, fácil de reconocer; en la adamellita no se observan tan fácilmente. La representación cartográfica en gran parte es esquemática ya que los haces son más complejos y en su mayoría no serían representables a esta escala.

Este enjambre de diques agrupa dos tipos de rocas, pórfidos graníticos y pórfidos adamellíticos, con escasas variaciones mineralógicas pero notables variaciones texturales, incluso dentro de un mismo dique, desde texturas fluidales y esferulíticas en matriz afanítica, hasta texturas porfídicas con matriz microgranuda.

2.3.4.3. *Aplitas (8)*

Se distribuyen por todo el afloramiento de rocas ígneas, en ambos grupos, siendo especialmente abundantes en zonas próximas a los contactos granitoide-encajante, y tránsito granodiorita-adamellita. Su morfología es de pequeños filones de dirección variada y que no suelen superar los 2 m de potencia. Las aplitas se caracterizan por ser rocas compactas de color blanco a blanco amarillento, de tamaño de grano fino que localmente se acrecienta hasta adquirir un aspecto pegmatítico (aplopegmatita). La mineralogía que presentan es simple, y se compone de cuarzo, feldespatos, mica blanca y en ocasiones turmalina.

2.3.5. Manifestaciones tardías

2.3.5.1. *Filones de Cuarzo (9)*

Distribuidos por todo el batolito, presentan direcciones N-S a N40°E. Su potencia no suele sobrepasar los 5 m, en cambio las corridas pueden ser superiores a los 5 km.

Estos filones atraviesan tanto a las rocas del complejo ígneo como al encajante y suelen llevar asociadas mineralizaciones de Bi, Pb, Ag, Cu, W y U. En el sector noroccidental del bato-

lito, no obstante, se ha observado que algunos de estos filones están rellenos también por carbonatos y y barita.

2.3.6. 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.

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 representativas, respectivamente, del Grupo Granodiorítico y del Grupo Granítico-adamellítico, las de este último procedentes del plutón de El Guijo (FERNÁNDEZ RUIZ *et al.*, 1990) en la Hoja de Pozoblanco.

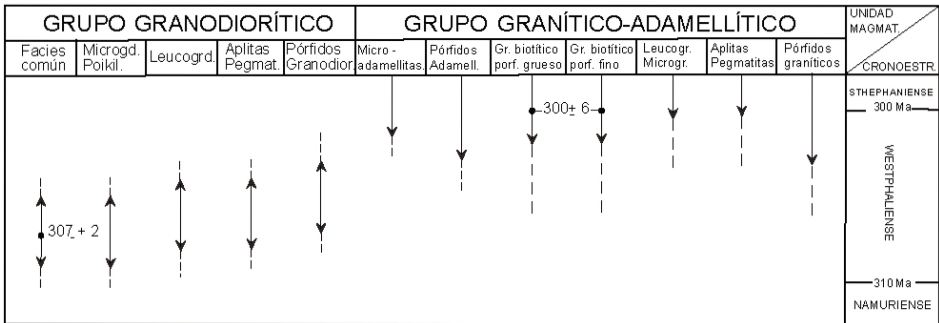


Tabla 1.-Geocronología de la Unidad Plutónica en el Batolito de Los Pedroches

Los análisis han sido realizados en el Laboratorio de Geocronología del IGME, 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 ⁸⁷Rb de 1,42.10¹¹ 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 presentan y se proyectan, en forma de isocrona, en la Fig. 4, 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 $307 \pm 2 \text{ Ma}$, que se considera representativa de la edad de la cristalización de las granodioritas en este sector del batolito.

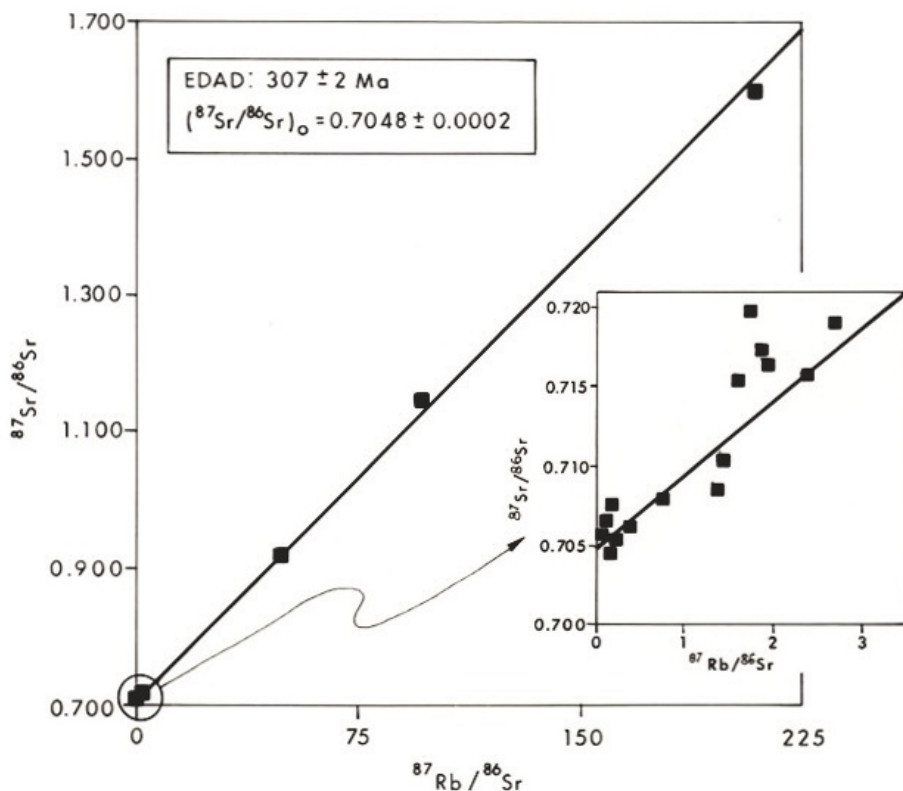


Fig. 4.- Isocrona de la granodiorita de Los Pedroches

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 Figura 5 (errores $< 1 \sigma$). La edad obtenida, interpretada como la de cristalización del citado plutón, es de $300 \pm 6 \text{ Ma}$.

En conclusión, el segmento del Batolito de Los Pedroches expuesto en esta zona tuvo su desarrollo en el intervalo comprendido entre el Westfaliense inferior y el límite Westfaliense/Estefaniense (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).

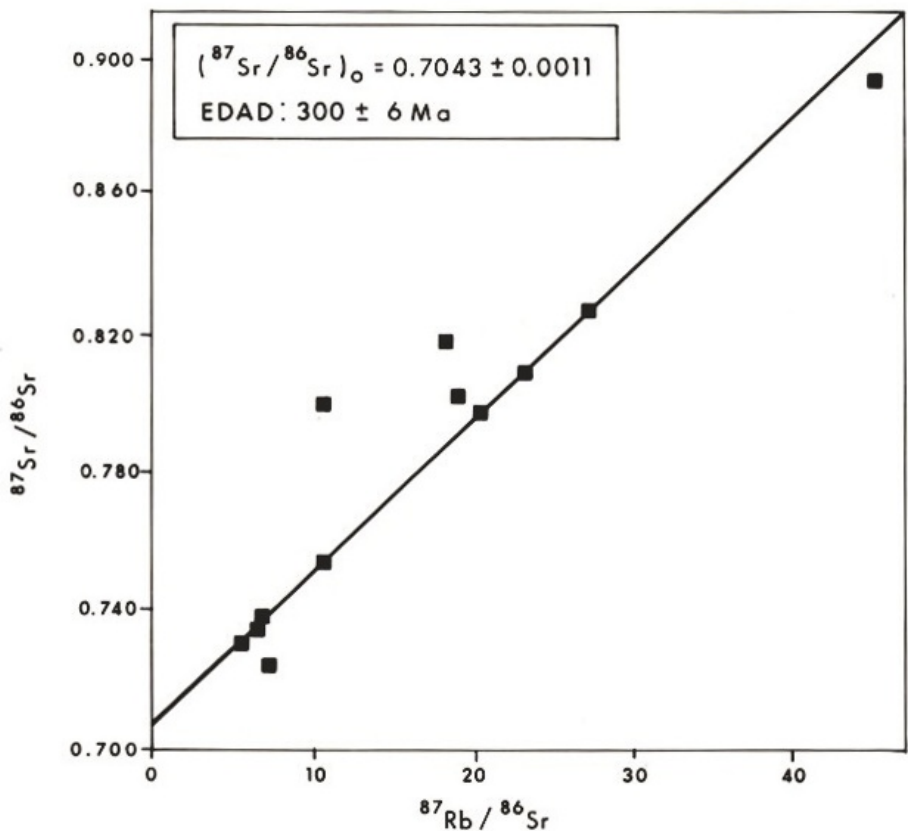


Fig. 5.- Isocrona del plutón de El Guijo

2.4. ROCAS ÍGNEAS SIN RELACIÓN CON EL BATOLITO

En la Hoja de Villanueva de Córdoba aparecen otros dos tipos de rocas ígneas que no están relacionadas con el magmatismo del batolito y que se exponen a continuación.

2.4.1. Diques de diabasas y microdioritas (11)

Son diques de pequeñas dimensiones, de distribución regional y que encajan en todos los materiales. Se observan bien cuando encajan en las rocas carboníferas, como entre los kilómetros 11 y 16 de la carretera de Pozoblanco a Obejo. Tienen poca continuidad lateral, y suelen aprovechar discontinuidades previas de la roca, lo que les confiere el carácter orientado de la cartografía.

2.4.2. Rocas ultrabásicas serpentinizadas (10)

Están representadas regionalmente, siempre afloran asociadas a accidentes subverticales profundos. En esta hoja aflora en el vértice SO, separa las unidades de Pedroches y Guadalbarbo.

Afloran de forma alentejonada, aunque llegan a alcanzar el centenar de metros en su extremo NO. La banda tiene una dirección de E-O a N110°E y buzamiento subvertical. Se trata de una alineación de fractura, a favor de la cual se emplazan estas rocas profundas, que sin duda están fuera de su contexto y que no producen metamorfismo de contacto; lo que indica que son láminas tectónicas con emplazamiento tardío.

La roca es de tonos oscuros, con aspecto brechoide, en lámina delgada se observa que la roca tenía textura granular, y era una epidotita, formada en origen por olivino y piroxeno rómbico, que ha sufrido una fuerte alteración hidrotermal.

Estos materiales han sido interpretados como restos de una masa ofiolítica por CROUSILLES *et al.* (1976), o como un diferenciado del magmatismo básico asociado a los depósitos del Carbonífero inferior por PÉREZ LORENTE (1979).

2.4.3. Diques de lamprófidos ("f")

Se han observado también diques de lamprófidos, con direcciones N-S, de escasa potencia y continuidad. Son rocas muy compactas, de color verde oscuro, con una acusada alteración a agregados cloríticos. En afloramiento siempre se observa la típica disyunción en pequeños bolos (disyunción en cebolla). En cartografía no se han diferenciado como litología, pero dado que siempre afloran ligados a fracturas netas, se han cartografiado las que llevan asociados los lamprófidos, diferenciándolas con una "f".

2.5. DEPÓSITOS RECIENTES

Los afloramientos de materiales post-paleozoicos de la Hoja de Villanueva de Córdoba son muy escasos, de hecho ninguno tiene entidad como para poder ser cartografiado.

Sobre las rocas plutónicas se desarrolla un potente suelo de alteración, especialmente sobre la granodiorita, pero que no ha sufrido transporte.

En los cauces de los ríos aparecen depósitos de gravas, arenas y limos, cuyas litologías proceden de la denudación de los relieves circundantes, y son siempre de espesores reducidos. Esto se debe a que toda la margen septentrional del Guadalquivir es una zona rejuvenecida durante el Cuaternario debido al movimiento relativo de bloques.

3. TECTÓNICA

Los diferentes materiales que afloran en la Hoja de Villanueva de Córdoba 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 duran-

te 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, materiales metasedimentarios y rocas ígneas.

3.1. ESTRUCTURA DE LOS MATERIALES METASEDIMENTARIOS

Los materiales sedimentarios paleozoicos que afloran en la hoja, presentan todos la misma deformación, se observa un plegamiento vertical, con esquistosidad de plano axial asociada, y una etapa de fracturación vertical o con ligera vergencia N.

Los depósitos carboníferos por su carácter sin-orogénico podrían ser discordantes sobre un sustrato ya plegado, como ocurre más al S, en la Zona de Ossa-Morena, y en las unidades meridionales del Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina; sin embargo, en las unidades septentrionales del Dominio, es decir las que rodean los afloramientos del "culm" de Los Pedroches, no existe un plegamiento previo, al menos no desarrolla estructuras menores. Por ello, en esta hoja, la primera deformación registrada es común a todos los materiales y está cortada por las intrusiones ígneas, por tanto se puede afirmar que es varisca. Probablemente se debería correlacionar con fases tardías de la Orogenia Varisca.

La macroestructura de los materiales del "culm" en esta hoja no es compleja, si bien la monotonía litológica no permite su análisis en profundidad, necesitándose la visión de la cuenca en su conjunto, con el apoyo de las hojas colindantes. El "culm" de Los Pedroches tiene una estructura anticlinal con el núcleo en el batolito, por tanto en esta hoja aflora el flanco meridional del pliegue. Como se expresa en el corte I-I' el flanco está replegado con pliegues suaves de dirección N120°E y planos axiales subverticales, con una ligera vergencia al N marcada por el fuerte buzamiento al SO de dichos planos y el mayor desarrollo de los flancos meridionales de los sinclinales. Este plegamiento penetrativo a todas las escalas y que desarrolla la esquistosidad y el metamorfismo regionales, está causado por la primera fase compresiva que los afecta. La esquistosidad, por su parte, transecta sistemáticamente a los pliegues en sentido sinistral, lo que sugiere la existencia de una componente rotacional durante el desarrollo de esta primera fase de deformación varisca.

Posteriormente se produce una reactivación de la fase compresiva con el desarrollo de cabalgamientos de direcciones globales E-O y vergencia N, que cortan las estructuras de plegamiento previas. Sus superficies buzcan 60°-70° al S-SO y generan bandas de cizalla dúctil/frágil de varias decenas de metros. Esta estructuración está representada en la Hoja de Villanueva de Córdoba por dos accidentes que la recorren en su esquina suroccidental.

El más meridional pone en contacto la Unidad de Guadalbarbo con la Unidad de Los Pedroches. La tectonización que produce en el encajante es intensa y arrastra un cuerpo de rocas ultrabásicas serpentinizadas de considerables dimensiones. El origen de estas rocas no se conoce aunque, afloran en varias fracturas en la región, su litología implica una profundidad muy importante de las fracturas y una historia compleja, en la que el cabalgamiento de

esta fase es un elemento más dentro del proceso.

El otro accidente está inmediatamente al N, pasa por el Cortijo de la Canaleja y superpone las rocas devónicas sobre los materiales carboníferos. También este accidente tiene un proceso complejo y con dimensiones regionales, se puede continuar hacia el NO varias decenas de kilómetros, al menos hasta la Hoja de Zalamea de la Serena (n° 831). Tiene una dirección N120°E, buza 60° al S-SO y desarrolla una potente brecha de falla, representada en esta hoja por el nivel de areniscas silicificadas. Este accidente denominado regionalmente Falla de la Canaleja, sustrae un tramo basal del "culm" y probablemente un sinclinal. Se caracteriza porque en el bloque septentrional la secuencia del "culm" presenta el muro siempre al N, y la polaridad es hacia el sur, mientras que en el bloque meridional la polaridad es hacia el N y el muro está al S, donde afloran los materiales del Paleozoico inferior en dos anticlinales en relevo (Calatraveño y Peralada).

Respecto a las estructuras menores, las más penetrativas corresponden a la primera fase. Se observa que 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" grosero 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.

Por otra parte la Falla de la Canaleja separa bloques con estructuración diferente, al sur apenas se observan pliegues menores 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, al N, el "culm" de la Unidad de Los Pedroches 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. La esquistosidad, por su parte, transecta sistemáticamente a los pliegues en sentido sinistro.

En nuestra opinión, las marcadas diferencias geométricas y de mecanismos de deformación entre las dos unidades estructurales, 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 el "culm" de la Unidad de Los Pedroches indican ambientes de deformación más profundos,

desarrollados en condiciones de metamorfismo regional de la facies de los esquistos verdes de baja temperatura (véase el Capítulo 4.4.1). 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.

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. Solo 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 del 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 varisca tardía.

3.2. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD PLUTÓNICA

El fragmento de Batolito de Los Pedroches expuesto en la Hoja de Villanueva de Córdoba incluye varias litologías graníticas, 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 recrystalizadas, 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 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 sin-tectónico 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, frente a un régimen de esfuerzos compresivos (transpresivos), y a la apertura de fisuras, a favor de los cuáles se vio favorecido el ascenso de magmas, frente a un régimen eminentemente extensional (transtensional).

Dentro de la Hoja de Villanueva de Córdoba la arquitectura del batolito no es compleja, reconociéndose sólo el primero de los 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:

3.2.1. Emplazamiento del Grupo 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 isotropas, 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 corresponden a orientaciones fluidales de biotita y feldespatos, así como de los enclaves microgranudos tan frecuentes en estas rocas, que definen una fábrica plano-linear 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 granodiorítico. 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 (Hoja nº 859, Pozoblanco, FERNÁNDEZ RUIZ *et al.*, 2013) allí orientado aproximadamente en dirección E-O. 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 recrystalización 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 Fuencaiente (nº

860), 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 sur expuesto en la Hoja de Villanueva de Córdoba muestra un buzamiento en torno a 70° hacia el S; 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. 6). 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.

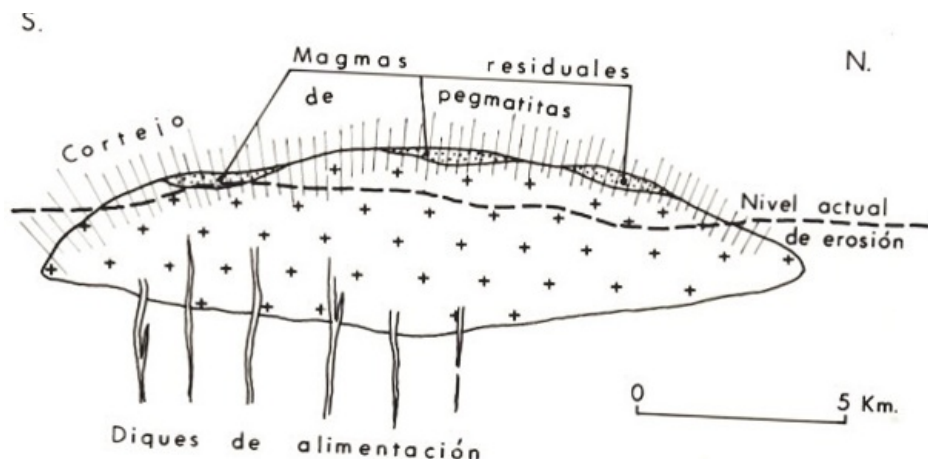


Fig. 6.- Geometría idealizada en sección del plutón granodiorítico

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 2.3.1), 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 define un denso haz, con una anchura máxima en torno a 5 km, de orientación NNO-SSE en su recorrido dentro del batolito que pasa a N120°E cuando los filones encajan en las rocas metasedimentarias, dibujando en su conjunto un sigmoide que teniendo en cuenta que son rellenos tensionales, obedece a una cinemática dextra (Fig. 7). 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 sin-tectónica 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, a favor de las cuáles se produjo la inyección en niveles corticales someros de los últimos pulsos de magmas granodioríticos de este sector.

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 ortogonal a su alargamiento.

En la esquina noroccidental de la hoja, al NO 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. Esta banda de mezcla podría 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.

HOJA DE VILLANUEVA DE CORDOBA HOJA DE POZOBLANCO



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

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 única 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 del Grupo Granítico

La representación en esta hoja de las rocas de este grupo se limita fundamentalmente al haz de diques de pórfidos graníticos-adamellíticos, que la recorre en su esquina nororiental, no obstante está muy bien desarrollado en el resto del batolito con diferencias estructurales y de emplazamiento.

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 2.3), con predominio de rocas del grupo granodiorítico en su mitad occidental y del grupo granítico-adamellítico en la mitad oriental (Figs. 2 y 3). 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. Asimismo cabe destacar que la alineación marcada por los plutones graníticos es oblicua (10° - 15°) respecto al eje del Grupo Granodiorítico.

La zona de tránsito entre ambos sectores del batolito está expuesta en la vecina Hoja de Cardeña (nº 882), inmediatamente al E de la de Villanueva de Córdoba). La de Pozoblanco (nº 859), se sitúa en el 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.

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 (nº 833), hasta el Valle del

Guadalquivir, al este de Andújar (nº 904). En esta hoja están bien representados en su sector NE, atravesando rocas del Grupo Granodiorítico.

La geometría de conjunto de este haz filoniano es ligeramente oblicua respecto al alargamiento del batolito, subvertical y suavemente sigmoidal (Fig. 8), paralelizándose a la estructura regional del encajante de forma progresiva al salir del afloramiento ígneo.

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 extensional 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 (¿basocortical?).

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. FRACTURACIÓN 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 del Trías; es decir, durante el intervalo Estefaniense-Pérmico, que coincide con lo que se ha dado en llamar etapa tardivarisca o la tardihercínica de ARTHAUD y MATTE, (1977).

En esta hoja se ha seguido el criterio de no representar las fracturas que no impliquen saltos cartográficos a esta escala, pero también aquí están representadas las familias de fallas tardivariscas regionales, como en las hojas colindantes.

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.

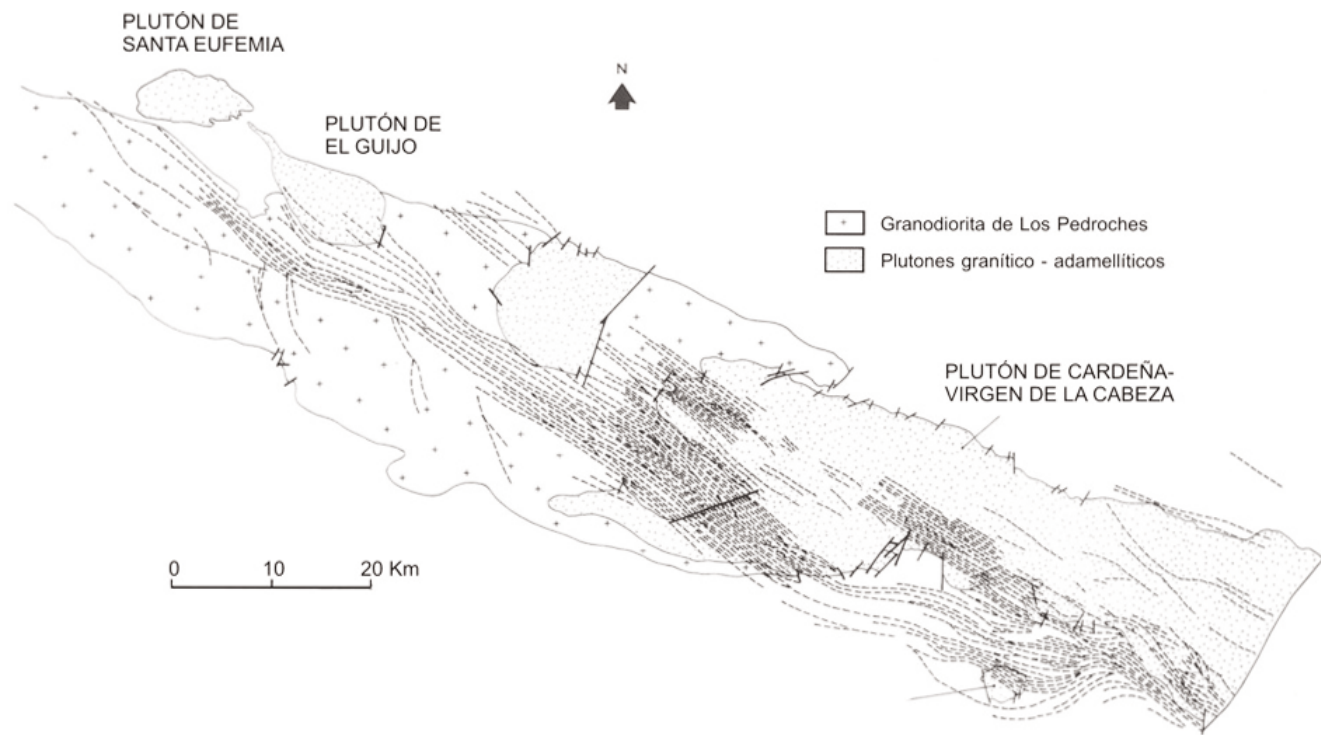


Fig. 8.- Esquema cartográfico del haz de pórfidos ácidos del Batolito de Los Pedroches

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 Villanueva de Córdoba, 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 kilométrica 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 arrosariadas y lleva asociada una alteración moderada de sus hastiales (principalmente silicificación), 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 en esta hoja, se distinguen dos familias principales, con representación e importancia relativa variables según los sectores del batolito que se consideren.

Fallas y fracturas de un sistema conjugado con direcciones principales N50°-70°E y N140°-160°E.

Fallas y fracturas de orientaciones norteadas comprendidas entre N-S y N40°E. Las fracturas de este lote son por lo general mucho menos abundantes que las de los otros dos.

Regionalmente, se observa una tercera familia con direcciones variables entre N80°E y N120°E, si bien en esta hoja no está bien representado.

Estas fracturas, especialmente el juego conjugado están repartidas por todo el S del Macizo Ibérico y deben corresponder al inicio del Ciclo Alpino, y se producen en un contexto tectónico ya muy diferente, con un comportamiento de zócalo rígido de todas las rocas paleozoicas.

Las relaciones de corte entre fallas de los dos lotes (uno constituido por dos familias conjugadas) 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 de la segunda familia (N-S a N40°E) y, en mucha menor proporción en las de la primera.

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 Villanueva de Córdoba, 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 obli-

cua 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 Villanueva de Córdoba. 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, en la Hoja de San Benito (nº 834). 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 (≈ 10 Ma.), con los apenas 1500 m de sedimentos correspondientes a la plataforma del Paleozoico inferior (≈ 150 Ma.); estaría relacionada con el hundimiento elástico o visco-elástico del margen meridional de la Zona Centroibérica en el periodo extensional subsiguiente a la primera etapa compresiva varisca que hace cabalgar a la Zona Centroibérica sobre la 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.

Las características de esta cuenca apuntan a un origen extensional, lo que conlleva por una parte, a la presencia de varias alineaciones volcánicas básicas dentro de la cuenca y ubicadas en su mitad meridional, en la denominada Unidad de Guadalbarbo (GABALDÓN *et al.*, 1985a y b). Y por otra, a que la deformación del relleno "culm" de la cuenca tuvo lugar en condiciones metamórficas más elevadas que las de su sustrato en los bordes norte y sur, hecho que sugiere un gradiente geotérmico más alto, únicamente explicable por adelgazamiento de la

corteza bajo la cuenca. Un adelgazamiento sólo explicable en un entorno regional extensional en que nos encontramos.

De hecho, los dos argumentos que sugieren la existencia de mecanismos de extensión están íntimamente relacionados, pues la descompresión generada por 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 del proceso orogénico varisco, que en el epígrafe anterior se ha aludido como responsable parcial de la formación y relleno de la cuenca turbidítica de Los Pedroches, se considera igualmente responsable de la deformación del relleno de la misma así 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 (en la Hoja de San Benito) y la de Canalejas en esta hoja, que inicialmente eran fallas normales que acomodaron toda la subsidencia de la unidad “culm” frente a la unidad de plataforma, durante el depósito de la sucesión turbidítica; así como favorecieron los canales de efusión del vulcanismo bimodal que aparece en otros sectores de la cuenca (cabalgamiento de la unidad vulcanosedimentaria de Guadalbarbo sobre la unidad “culm”).

Conviene resaltar que durante este episodio de inversión tectónica de la cuenca de Los Pedroches, persistía el régimen de convergencia oblicua, puesto de manifiesto fundamentalmente por la transectación sinistral 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 lacólica que presenta el batolito en sección transversal.

3.4.4. Fracturación Tardivarisca

La fracturación tardivarisca probablemente obedezca al inicio del ciclo alpino, si bien las primeras fracturas norteadas todavía canalizan fluidos del batolito. Aparte de su importancia como canalizadora de la mayor parte de los yacimientos minerales en el entorno del batolito-

to, 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 máximo de 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 describe la petrografía y geoquímica de las distintas unidades ígneas que conforman el sector del Batolito de Los Pedroches que aflora en la Hoja de Villanueva de Córdoba, y se esbozan las características de los procesos metamórficos, para concluir con unos párrafos interpretativos del conjunto de procesos petrogenéticos registrados en el área que nos ocupa.

4.1. PETROLOGÍA DE LAS ROCAS ÍGNEAS RELACIONADAS CON EL BATOLITO

4.1.1. Grupo Granodiorítico

4.1.1.1. *Granodiorita (1)*

Rocas de color gris a gris ligeramente azulado, homogéneas, de tamaño de grano medio (0,5 a 0,9 cm), con textura hipidiomórfica granular, localmente ligeramente porfídicas con fenocristales de plagioclasa cercanos a los 2 cm. Están compuestas de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita y, ocasionalmente, por anfíbol monoclinico (hornblenda), los accesorios más comunes son: apatito, circón, esfena y, esporádicamente, allanita y turmalina.

La plagioclasa desarrolla cristales idiomorfos a subidiomorfos, con frecuentes maclas polisintéticas según las leyes de la Albita, Albita-Periclina y Albita-Carlsbad. Su característica principal es la presencia de un zonado oscilatorio complejo, con cada zona cortada por superficies irregulares de reabsorción, las cuales presentan a uno y otro lado de estas superficies una marcada diferencia en el contenido de An. En los bordes más sódicos de los cristales pueden observarse intercrecimientos micrográficos con cuarzo. Su composición es oligoclasa-andesina.

También se han observado pequeños cristales tabulares rectangulares en forma de inclusiones dentro del feldespato potásico o en plagioclasas de mayor tamaño; estos cristales no presentan zonados y suelen estar muy sericitizados.

En las zonas donde los diques ácidos cortan a las granodioritas o en zonas cataclastizadas, se observan sustituciones de las plagioclasas por feldespatos potásicos que afectan parcial o totalmente a los cristales de plagioclasa.

Los productos secundarios de alteración que se desarrollan son sericita, epidota, calcita y, más raramente, moscovita.

El cuarzo en su mayor parte es intersticial y xenomorfo. Se dispone, al igual que el feldespato potásico, intersticialmente entre los cristales de plagioclasa y biotita y también forma intercrecimientos micrográficos en los bordes sódicos de los cristales zonados de plagioclasa.

La biotita se presenta de dos formas diferentes, una de ellas en cristales hipidiomorfos con fuerte pleocroismo pardo-rojizo, los cuales presentan inclusiones de apatito acicular y circón. La otra forma es en agregados policristalinos, en general asociados a agregados de hornblenda. Por regla general esta biotita no tiene inclusiones.

En las granodioritas afectadas por cataclasis y feldespatización, la biotita se presenta alterada, formándose subproductos de clorita, epidota, feldespato potásico, rutilo (sagenita), leucoxeno, opacos y la mayor parte de la esfena presente en estas rocas.

También se han observado cristales pequeños de biotita incluidos en plagioclasas.

El feldespato potásico se presenta siempre de forma intersticial o poiquilítica con inclusiones de plagioclasa, está pertitzado y, en ocasiones, se han observado intercrecimientos con cuarzo.

Sustituye a plagioclasas en las zonas de enjambres de diques ácidos, rellena fracturas junto a clorita vermicular y/o epidota, y como ya se ha indicado puede representar un subproducto en el proceso de alteración de la biotita.

El anfíbol monoclinico (hornblenda) se presenta al igual que la biotita de dos formas diferentes:

- En agregados con formas esféricas o elípticas compuestos por pequeños cristales de hornblenda verdosa; estos cristales suelen presentar formas poligonales y están asociados con biotita. Tales agregados pueden considerarse como enclaves derivados de un magma básico, y posteriormente incorporados como xenocristales en el magma granitoide. En algunas muestras de la vecina Hoja de Cardeña, nº 882, (en muestras de enclaves básicos) hemos observado algún relicto de piroxeno, por lo que parece claro que estos anfíboles derivan de dicho mineral.
- En cristales subidiomorfos a idiomorfos, en ocasiones con formas esqueléticas, en general son menos abundantes que los anteriores.

El mineral está irregularmente distribuido y, en general, cuando aparece es accesorio, no observándose zonas preferenciales en el afloramiento granodiorítico que definan su presencia o ausencia.

El apatito se presenta en cristales equidimensionales con formas en ocasiones hexagonales, distribuido en la matriz y en los cristales de biotita.

Otra forma de presentarse es en cristales aciculares, siempre en inclusiones dentro de los cristales de biotita y raramente en cuarzo, estos apatitos son escasos y contrastan con la abundancia de dicho mineral en la microgranodiorita.

4.1.1.2. Microgranodiorita (2)

Aunque las relaciones de esta roca con la granodiorita de facies común puedan interpretarse como enclaves, su importancia genética nos ha inducido a describirla separadamente del

resto de los enclaves.

Su composición es granodiorítica aunque existen enclaves compuestos que presentan composición tonalítica e incluso diorítica, los rasgos texturales y mineralógicos que las distinguen son los siguientes:

- Textura microgranuda, con tamaño de grano entre 0,5 y 2 mm, tendencia porfídica con desarrollo de fenocristales de plagioclasa y/o biotita de hasta 5 mm.
- Los fenocristales de plagioclasa presentan un núcleo con marcada zonación oscilatoria y superficies de reabsorción; este núcleo está cortado por una superficie de reabsorción que corta los zonados previos, desarrollando un borde más sódico (16 a 18% An); en este borde suelen presentarse inclusiones de apatito acicular, biotita y plagioclasa de pequeño tamaño. Estos fenocristales son muy similares a los de plagioclasa de la granodiorita común.
- Mesostasis intersticial y muy poiquilítica de cuarzo y feldespato potásico, presentando numerosas inclusiones de plagioclasa y biotita. Las plagioclasas de estas inclusiones son microgranulares y muy sericitizadas.
- Relativa abundancia de apatito acicular, en inclusiones dentro de los fenocristales de Biotita, en los bordes sódicos de los fenocristales de plagioclasa y en la matriz. Este apatito puede interpretarse como evidencia de "supercooling".
- Presencia de agregados de hornblenda policristalinos asociados a biotita, posiblemente derivados de piroxeno, son similares a los descritos en la granodiorita y al igual que en ella son esporádicos.

Las relaciones de campo y las correlaciones petrográficas de los minerales presentes en la granodiorita y microgranodiorita, nos indican procesos de diferenciación y de "mingling" entre dichas rocas, en donde los agregados de hornblenda y los cristales de biotita con inclusiones aciculares de apatito cristalizan a partir de un magma básico.

Los enclaves compuestos en la microgranodiorita de composición tonalítica y/o diorítica son transicionales con la microgranodiorita.

4.1.1.3. *Adamellita porfídica biotítica (3)*

Presentan texturas heterogéneas desde granudas de grano medio a marcadamente porfídicas con fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa centimétricos.

Los aspectos químicos en la geoquímica son intermedios entre la granodiorita de facies común y el granito porfídico biotítico. Su tendencia porfídica es acusada y característica de esta facies. Los contactos entre la granodiorita y la adamellita son graduales o transicionales. DONAIRE *et al.* (1999) les denomina leucogranodioritas. En relación con la secuencia de cristalización, la cristalización temprana de fenocristales de feldespato alcalino también distingue el Grupo Granítico-Adamellítico, tanto de las granodioritas como de las adamellitas porfídicas, donde el feldespato alcalino y el cuarzo son minerales tardíos poiquilíticos o intersticiales (DONAIRE *et al.*, 1999).

Se componen de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con esporádica cordierita y, casi siempre, con moscovita claramente histerógena, en cantidades accesorias.

El cuarzo se presenta en agregados con forma globosa “estallados” compuestos de cristales xenomorfos con contactos entre los granos de tipo suturado y con extinciones ondulatorias acusadas. En general es intersticial y ocasionalmente se puede observar incluido en feldespato potásico, incluyendo a biotita, plagioclasa y feldespato potásico y formando intercrecimientos gráficos con los bordes de plagioclasas.

El feldespato potásico está en fenocristales y/o megacristales (8 cm en el Cerro de la Fresnedilla). Presentan maclas de Carlsbad y, en ocasiones, de Microclina. También está presente en la matriz de forma intersticial y poiquilítica. Son frecuentes las perfitas y las sustituciones por moscovita.

La plagioclasa se presenta con formas muy variadas:

- Fenocristales en ocasiones megacristales con zonado oscilatorio muy marcado y superficies de reabsorción, son similares en composición a los descritos en la granodiorita.
- En cristales subidiomorfos menos zonados que los anteriores, y de composición oligoclasa, en la matriz de la roca.
- En pequeños cristales incluidos en cuarzo y feldespato potásico.
- En forma de agregados rectangulares formando una especie de damero en el núcleo de un antiguo fenocristal en el que los bordes uniformes están limpios y son claramente sódicos; este agregado presenta biotita y ¿posible anfíbol? intersticiales. Pueden interpretarse como evidencia de “mingling” con un magma más básico.

La biotita presenta fenocristales y también está incluida de forma poiquilítica en cuarzo y feldespato potásico. Su composición es similar a la de las granodioritas, mientras que las del Grupo Granítico-Adamellítico tienen una relación $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ mucho más alta, según DONAIRE *et al.* (1999).

La cordierita se presenta esporádicamente, en cristales parcial o totalmente pinnitizados.

Por las relaciones de campo con la granodiorita y por las correlaciones petrográficas y químicas, hemos interpretado estas rocas como rocas híbridas (al igual que las granodioritas) que representan una mayor evolución en el proceso de diferenciación, acercándose a los granitos porfídicos biotíticos.

4.1.1.4. Microadamellitas (4)

DONAIRE *et al.* (1999) les denomina leucogranodioritas, junto con las adamellitas porfídicas anteriores.

Los aspectos macroscópicos y microscópicos son muy similares a los de la microgranodiorita descrita con anterioridad, con la cual pudiera confundirse. Sus diferencias más notables son la estrecha relación con adamellitas y/o granitos porfídicos biotíticos, ligera disminución del contenido de biotita y aumento de la proporción del contenido de feldespato potásico, y al

igual que en la adamellita presencia de moscovita histerógena.

Son rocas microgranulares con tendencia porfídica, marcada por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita; y con una matriz bastante poiquilítica.

El cuarzo representa una fase intersticial y poiquilítica, los cristales tienen aspecto estallado con inclusiones de plagioclasa, biotita y apatito acicular. Se han observado cristales con el núcleo libre de inclusiones y con los bordes llenos de ellas, pudiéndose interpretar como xenocristales del encajante granodiorítico.

El feldespato potásico, al igual que el cuarzo, se presenta como una fase tardía intersticial y poiquilítica.

La plagioclasa presenta fenocristales con zonado oscilatorio y bordes de reabsorción muy similares a los de la composición granodiorítica; también está presente en inclusiones en cuarzo y feldespato potásico, y en este caso los cristales están bastante alterados.

La biotita se presenta en fenocristales con inclusiones de apatito y circón y en pequeños cristales incluidos en feldespato potásico y cuarzo en forma poiquilítica. Sus proporciones son ligeramente inferiores a las de la microgranodiorita.

El apatito es relativamente abundante, con tendencia acicular aunque también existe otro más equidimensional. Lo indicado en la microgranodiorita para la génesis de este mineral es aplicable también a estas rocas.

La cordierita, esporádica, es similar a la que aparece en las adamellitas y los granitos porfídicos de la vecina Hoja de Pozoblanco (nº 859).

La moscovita, accesoria, siempre es histerógena y procede de feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

Genéticamente estas rocas, al igual que las granodioritas, microgranodioritas y adamellitas, deben considerarse como rocas híbridas con procesos de "mingling" y diferenciación.

4.1.1.5. Pórfidos granodioríticos (5)

Rocas con textura porfídica definida por fenocristales de plagioclasa y cuarzo que en algunos casos alcanzan varios centímetros. En el mismo dique pueden observarse notables diferencias texturales debido al diferente enfriamiento de los bordes con respecto al interior del dique.

La fase de fenocristales está formada por cuarzo con frecuentes golfos de corrosión magmática, de plagioclasa zonada de manera continua u oscilante ocasionalmente en parches (su composición varía de An 8 a An 36), y de biotita con tamaño inferior a los anteriores y, en ocasiones, corroída.

La matriz, de microgranuda a afanítica, está formada por cuarzo intersticial o formando intercrecimientos gráficos con feldespato potásico o plagioclasa definiendo textura granofídica por plagioclasa muy sericitizada y sin zonación, por feldespato potásico en pequeños cristales anhedrales intersticiales o formando intercrecimientos con el cuarzo, y por biotita.

La hornblenda, al igual que en las granodioritas y microgranodioritas, se presenta esporádicamente en forma de agregados de cristales poligonales junto a biotita o en cristales aislados con formas ligeramente esqueléticas.

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

4.1.1.6. Enclaves en el grupo granodiorítico

Una de las características principales de la granodiorita de facies común es la abundancia de enclaves, parte de los cuales (los más abundantes) ya han sido reseñados al describir la microgranodiorita, ya que esta roca forma megaenclaves, enjambres de enclaves y microenclaves dentro de la granodiorita. Asimismo, aparece en los pórfidos granodioríticos. Por lo tanto, aquí se van a describir el resto de enclaves, menos abundantes que los anteriores, que agruparemos en xenolitos de materiales sedimentarios y otros básicos.

Los enclaves xenolíticos de material sedimentario presentan formas alargadas angulosas o irregulares de tamaño variable (desde centimétricos a métricos) que, en parte, conservan la esquistosidad y/o estratificación original, en algunos muy evolucionados éstas han sido borradas.

Las rocas presentan texturas granoblásticas o granolepidoblásticas, formadas por un mosaico equi a inequigranular de cuarzo, biotita y plagioclasa y la presencia en muchos casos de cordierita y/o andalucita. Ocasionalmente presentan espinela verde, corindón y diasporo. Genéticamente proceden de la asimilación de material encajante durante el emplazamiento de la granodiorita, también se han observado en la microgranodiorita y en pórfidos granodioríticos.

Los enclaves básicos diorítico-gabroideos se caracterizan por presentar en gran cantidad nódulos de biotita, de anfíbol y biotita, y de anfíbol. Presentan una textura intergranular con ligera tendencia subofítica; algunos anfíboles son esqueléticos y proceden de antiguos piroxenos. La plagioclasa bordea los cristales de anfíbol y rellena intersticios. Son muy frecuentes los cristales de esfena bordeando los cristales de anfíbol. Genéticamente, podrían interpretarse como segregaciones magmáticas básicas o ser restos del magma básico primitivo.

En las adamellitas los enclaves son menos abundantes que los presentes en las granodioritas, pueden describirse los siguientes tipos:

Xenolíticos de material sedimentario.

- Microgranulares o porfídico ácidos, en los que fenocristales de plagioclasa y/o biotita están rodeados por una matriz microgranuda con frecuentes intercrecimientos gráficos. Pueden representar autoenclaves.
- Microadamellíticos y microgranodioríticos, similares a estas rocas descritas anteriormente.
- Microtonalíticos, caracterizados por acumulaciones de biotita y relacionados con “schlierens” biotíticos.

4.1.2. Grupo Granítico-Adamellítico

4.1.2.1. *Leucogranitos y microleucogranitos (6)*

Este grupo de rocas representan las facies más evolucionadas de la unidad granítica; son rocas de color gris, gris blanquecino y rosado amarillento, con tamaño de grano fino; en ocasiones se han observado cavidades miarolíticas con relleno de moscovita y cuarzo. La textura varía de granuda alotriomorfa a ligeramente porfídica (microgranitos); los componentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita; la biotita aunque está presente siempre es accesorio.

El cuarzo que es la fase de mayor tamaño, es siempre xenomorfo. El feldespato potásico es intersticial con excepción de que se presente como fenocristales. La plagioclasa es de composición albitica, pero presenta algunos fenocristales ligeramente zonados de composición albita-oligoclasa. La moscovita es histerógena, proviene de la sustitución de feldespato potásico, plagioclasa y biotita. La cordierita se presenta esporádicamente, casi siempre en agregados alterados de pinnita. La biotita es accesorio, siendo más frecuente en los microgranitos ligeramente porfídicos que en los leucogranitos.

4.1.2.2. *Pórfidos graníticos-adamellíticos (7)*

Es frecuente observar en esta roca una estructura zonada, con las zonas centrales de los diques con matriz microgranuda y en los bordes la matriz es afanítica. Composicionalmente existen dos tipos, uno granítico y el otro adamellítico. Los diques pueden cortarse entre ellos, pero ocupan también las mismas fracturas, pasando insensiblemente de uno a otro tipo.

En las rocas de composición granítica (riolítica) se observan rasgos fluidales y son frecuentes las texturas esferulíticas o de desvitrificación. Los fenocristales son de cuarzo con frecuentes golfos de corrosión magmática, de ortosa en parte microclinizada, y de albita. La matriz está formada por cuarzo, feldespato potásico, albita y biotita. Son frecuentes los intercrecimientos gráficos de cuarzo y feldespatos.

Los de composición adamellítica se diferencian de los anteriores por la mayor proporción de biotita que se presenta como fenocristales y en la matriz; por el carácter ligeramente más básico de las plagioclasas (oligoclasa), y por la presencia de megacristales de feldespato potásico, los cuales pueden estar orientados paralelamente a los bordes de los diques, pudiendo estar corroídos por la matriz pero, en ningún caso, la incluyen.

Comparando estos pórfidos con las facies graníticas descritas, los de composición adamellítica equivaldrían a la facies de las adamellitas y granitos porfídicos biotíticos, mientras que los de composición granítica constituirían un polo más diferenciado relacionado con los Leucogranitos-Microgranitos.

4.1.2.3. *Enclaves en el grupo Granítico-Adamellítico*

No se han observado enclaves en la facies leucogranítica.

4.1.2.4. Diques de aplitas (8)

Al presentarse íntimamente asociados se pueden englobar dentro del mismo grupo; cortan tanto a la unidad granodiorítica como a la unidad granítica.

Su mineralogía es muy simple, compuesta por cuarzo, feldespato potásico, albita + moscovita, esporádicamente biotita y cordierita (pinnitizada) y, en cantidades accesorias, apatito, circón, turmalina (en ocasiones relativamente abundante) y opacos.

4.1.3. Diques de cuarzo (9)

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

Esquemáticamente, presentan la siguiente estructura:

- bordes de cuarzo amorfo o criptocristalino;
- zona intermedia brechoide y jaspeada;
- zona interna con rellenos de óxido de Fe y/o carbonatos.

Algunos de ellos han sido explotados o investigados por la presencia de mineralizaciones de Fe o Cu.

4.2. ROCAS ÍGNEAS SIN RELACIÓN CON EL BATOLITO

4.2.1. Serpentinitas (10)

Afloran a favor de un conjunto de accidentes subverticales profundos, separando la Unidad de Pedroches y la Unidad de Guadalbarbo, en esta hoja. Regionalmente aparecen siempre en relación con fracturas profundas de direcciones variables, cortando a diversas unidades del Paleozoico.

Son rocas ultrabásicas con alteraciones hidrotermales intensas que las han transformado en serpentinitas. Se componen de antigorita con textura en malla, crisotilo asbestiforme en venas o en bordes de antiguos ferromagnesianos (posiblemente olivino y piroxenos), abundantes opacos, algunos de ellos correspondientes a óxidos de Fe segregados de las alteraciones hidrotermales, y otros podrían corresponder a cromita.

4.2.2. Lavas básicas de la Unidad de Guadalbarbo (13)

Son continuación de los afloramientos de la vecina Hoja de Adamuz (nº 902) en donde están muy bien representados; las coladas masivas de color verde oscuro presentan disyunciones en bolos y en ocasiones estructuras de "pillow-lava"; superpuestas a dichas lavas están unas rocas brechoides que pueden proceder de la denudación de aquéllas o corresponder a materiales piroclásticos.

La textura de las lavas varía de porfídica con matriz intergranular a subofítica. Tienen plagioclasa (labradorita) y piroxeno monoclínico (augita) como minerales principales, los cuales presentan procesos de propilitización acusada con formación de actinolita-serpentina-carbonatos-saussurita y epidota, como minerales secundarios, y como accesorios, opacos (fundamen-

talmente ilmenita) y esfena.

4.2.3. Diques en el “culm” (diabasas y microdioritas) (11)

Rocas de color gris oscuro con cierta tonalidad verdosa, frecuentes disyunciones en bolos, con textura intergranular a subofítica (en diabasas) y microgranuda ligeramente panidiomorfa (en las microdioritas).

Las diabasas están formadas por plagioclasa (andesina-labradorita) en listones entrecruzados, en parte saussuritizadas e incluidas parcialmente en los piroxenos uralitizados en parte; esfena y opacos son frecuentes.

Las microdioritas están formadas por plagioclasa (oligoclasa-andesina), biotita y anfíbol monoclinico (hornblenda) como componentes principales y esfena, apatito, circón, opacos y granate, como componentes accesorios.

4.2.4. Diques de lamprófidos (f)

Son rocas con textura panidiomórfica, fluidal-porfídica. Los minerales principales son: anfíbol monoclinico (hornblenda), piroxeno monoclinico, biotita y plagioclasa. Como minerales accesorios se encuentran apatito, rutilo, zircón, opacos y feldespatos potásicos. En secundarios aparecen carbonatos, sericita, clorita y tremolita-actinolita.

Se observan fenocristales idiomorfos de anfíbol, piroxeno monoclinico, biotita y plagioclasa, en una matriz con textura intergranular, formada por plagioclasas alteradas a sericita y carbonatos con algo de feldespato potásico y cuarzo.

4.3. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS ASOCIADAS AL BATOLITO

Se han realizado sesenta y dos análisis químicos de roca total repartidos entre las diferentes facies ígneas consideradas de los cuales la inmensa mayoría, un total de cincuenta y siete, pertenecen al 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, 10 y 11. (ver final del Capítulo)

Las rocas pertenecientes al Batolito de Los Pedroches que afloran en esta hoja presentan contenidos en SiO_2 que varían entre el 63-76%, a excepción de algunos enclaves ricos en anfíbol, que presentan valores menores (56-60%).

Parte de las litologías que constituyen el grupo granodiorítico: granodiorita, microgranodiorita y pórfidos granodioríticos, incluyendo enclaves, y representados gráficamente con símbolos rellenos de negro (Figs. 9, 10, 11 y 12), presentan valores de sílice comprendidos entre 63 y 68.5%; sus contenidos en álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) raramente superan el 8%; encontrándose enriquecidos en CaO (> 2%) y elementos ferromagnesianos (parámetro B ($\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$) > 75). Se trata de rocas débilmente peraluminosas, con contenidos en corindón normativo bajos (normalmente inferiores a 1.5) (Tablas 2, 3, 4 y 5).

Los litotipos más evolucionados de la Unidad Granodiorítica: adamellititas y microadamellititas, así como los leucogranitos, aplitas y pórfidos granítico-adamelliticos, representados todos ellos

gráficamente con símbolos rellenos de blanco (Figs. 9, 10, 11 y 12), tienen contenidos superiores al 69% en SiO_2 , valores más elevados en álcalis y se encuentran más empobrecidos en CaO y elementos ferromagnesianos ($B < 70$). Son rocas algo más peraluminosas, presentando corindón normativo con contenidos ligeramente más elevados (> 2) (Tablas 6, 7, 8, 9 y 10).

En una inicial evaluación global de las rocas que componen el conjunto del Batolito de Los Pedroches en esta hoja, puede concluirse que la tendencia geoquímica general está caracterizada por un progresivo aumento del contenido en álcalis y en saturación en Al_2O_3 y un progresivo descenso de los valores de elementos ferromagnesianos y calcio, a medida que aumenta el contenido en SiO_2 .

4.3.1. Diagramas de variación de elementos mayores

La proyección de los datos químicos en diagramas de HARKER (1909) (Fig. 9) muestra una buena correlación con evolución continua en la variación de SiO_2 desde los términos granodioríticos (s.l.) a los términos graníticos (s.l.), existiendo un hiato composicional entre las adamellitas (s.l.) y los leucogranitos explicable porque en esta hoja no afloran granitos biotíticos. 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 microadamellitas, por un lado y, los granitos biotíticos por otro, que cifran en alrededor del 70% de SiO_2 . La evolución composicional está caracterizada por el descenso paulatino del contenido en Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MgO , MnO , CaO y P_2O_5 , y el incremento en el contenido en K_2O . El comportamiento del Na_2O se mantiene 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.

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

4.3.2. Diagramas de variación de elementos traza

Los elementos traza marcan un comportamiento claramente compatible del Ni, V, Y, Zn y Zr y un comportamiento incompatible del Rb. Ba y Sr son algo incompatibles en el tramo más básico y cambian a compatibles a partir del 68% de SiO_2 aproximadamente, debido a un cambio en la cristalización de las fases máficas (anfíbol en las rocas más básicas). El resto de los elementos traza analizados muestran una gran dispersión de los datos, sin marcar en conjunto tendencias evolutivas concretas (Fig. 9). En el caso del Cr sus contenidos, excesivamente elevados, son debidos a contaminación en la molienda.

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 68.5%, es decir a partir de las adamellitas.

El Sr presenta una tendencia evolutiva similar a la del Ba, con inversión del comportamiento a los mismos niveles de SiO_2 y a partir de las mismas litologías.

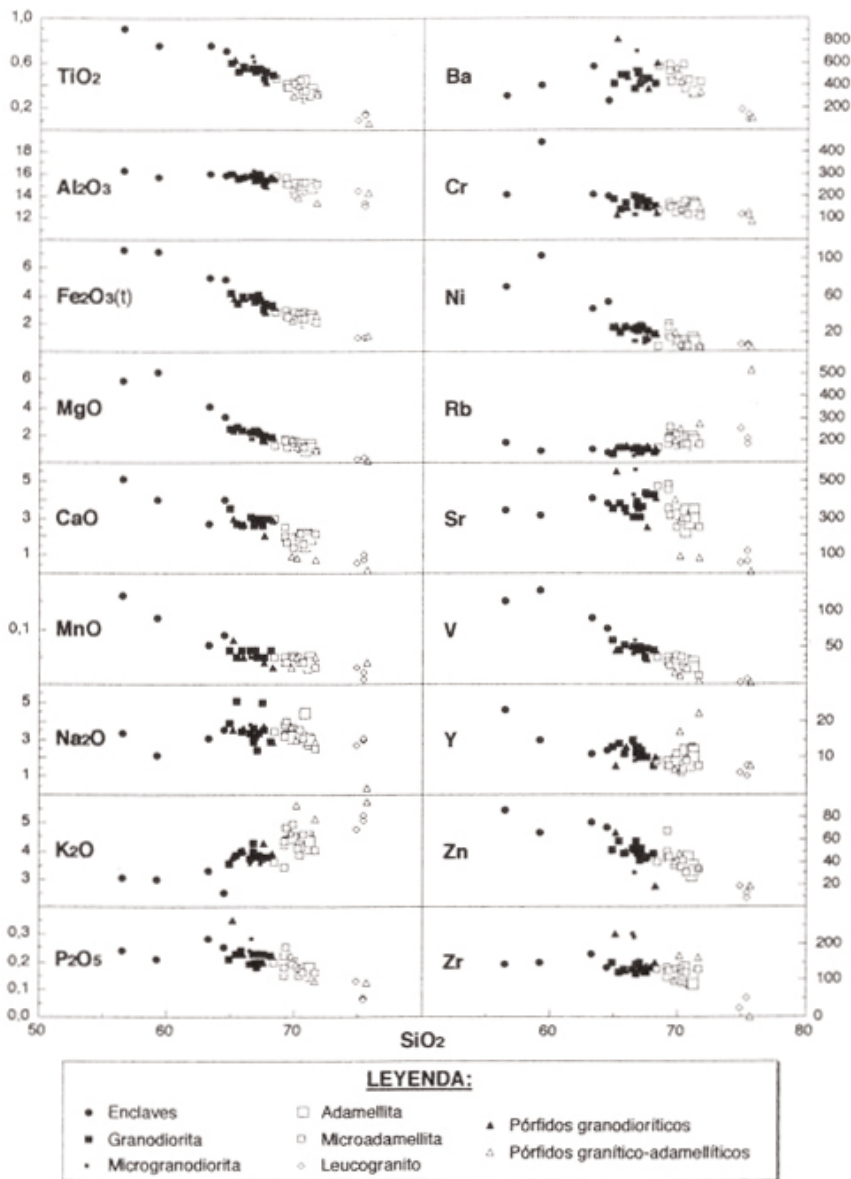


Fig. 9.- Diagramas de Harker de variación de elementos mayores y traza para las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

El cambio en el comportamiento del Sr a niveles de SiO_2 del orden del 68.5%, aparece también reflejado en la tendencia de variación del Rb que, aunque mantiene un carácter incompatible a lo largo de toda su evolución, lo incrementa a partir de las adamellitas (s.l.).

Los leucogranitos no se apartan demasiado de la evolución general, si bien hay un hiato de SiO_2 y corresponden a diferenciados extremos.

Los enclaves se adaptan, a grandes rasgos, bien a las pautas evolutivas señaladas por el resto de las rocas de la asociación magmática, con la excepción de las más básicas.

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

Mediante el estudio de las pautas de variación que siguen los elementos traza, se puede lograr la identificación del proceso petrogenético por el cual se generan series de rocas ígneas. En este sentido, el comportamiento de los elementos traza ha sido propuesto por diversos autores (TREUIL & JORON, 1975; MC CARTHY & HARTY, 1976) como buen trazador de estos procesos genéticos.

El comportamiento de los elementos traza apunta la ligazón genética entre los grupos plutónicos mayoritarios de rocas que componen el Batolito de Los Pedroches (granodioritas-adamellitas), de los grupos subvolcánicos principales (pórfitos granodioríticos y graníticos) y de los enclaves granodioríticos y tonalíticos \pm anfíbol, englobados en la granodiorita de Los Pedroches, aunque no puede descartarse la existencia de dos grupos de granitoides.

El principal proceso petrogenético que controla la diferenciación magmática del conjunto granodiorita-adamellita consiste en esencia en un proceso de cristalización fraccionada, tal y como evidencian los espectros evolutivos segmentados (a niveles de SiO_2 del orden del 68.5%) de los diagramas de variación de los elementos traza. Los espectros con cambios en la tendencia de variación del elemento 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 y rocas más básicas) 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 68.5% (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.

4.3.3. Otros diagramas

En el diagrama "AFM" (Fig. 10) se observa que las rocas analizadas conforman términos más

o menos evolucionados de lo que podría definirse como una serie con pautas evolutivas de carácter calcoalcalino.

El diagrama "TAS", utilizado en la clasificación de rocas ígneas en base a datos geoquímicos, discrimina con bastante nitidez las litologías correspondientes a las dos unidades ígneas consideradas (granodiorítica y granítica) dentro de la asociación magmática del Batolito de Los Pedroches (Fig. 11).

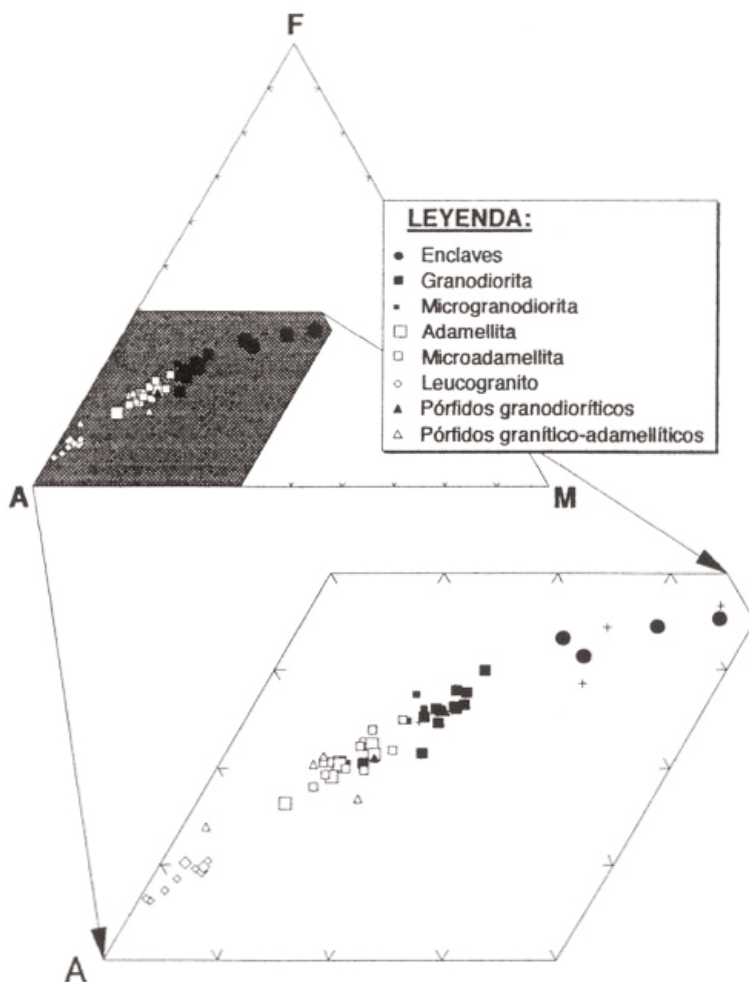


Fig. 10.- Diagrama AFM de las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

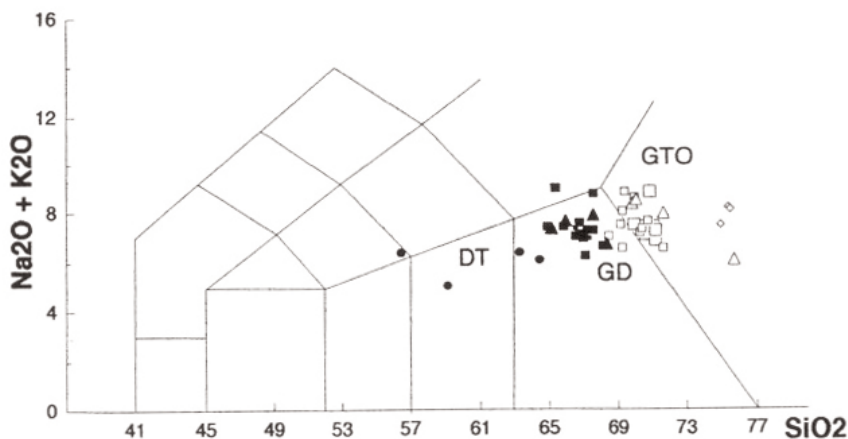


Fig. 11.- Diagrama de clasificación TAS (Le Maître, 1989) de las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

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 per y meta-aluminoso. Tan solo algunas muestras de granodiorita y algunos enclaves (rocas con anfíbol) se proyectan en el dominio meta-aluminoso (Fig. 12). Sobre el diagrama P-Q, se observa que los análisis representados forman una línea de evolución continua que va desde el campo cuarzomonzodiorítico hasta el granítico, pasando por granodioritas y adamellitas. Es preciso constatar que la mayoría de los análisis de rocas granodioríticas se proyectan en el campo adamellítico, mientras que leucogranitos, aplitas y diques de pórfido granítico-adame-llíticos presentan valores positivos del parámetro P (Fig. 12).

El conjunto litológico define una asociación aluminico-caféica de carácter calco-alcalino, compuesta casi totalmente por términos peraluminosos que conforman un "trend" de variación, con pendiente negativa, que evoluciona desde rocas moderadamente metaaluminicas a rocas claramente aluminicas.

Los leucogranitos se apartan de esta tendencia definiendo, junto con alguna muestra de pórfido granítico, una asociación de tipo aluminoso (de tendencia vertical), que se proyecta enteramente en el campo de los leucogranitos.

Algunos enclaves (los que contienen anfíbol en su mineralogía) constituyen términos caféicos.

4.3.4. Geoquímica isotópica

La cantidad de datos isotópicos sobre rocas ígneas españolas es aún muy exigua. 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 DEFALQUE *et al.* (1992) y a nuestro propio tra-

bajo. No obstante su escasez, estos resultados son sumamente interesantes y hasta cierto punto sorprendentes.

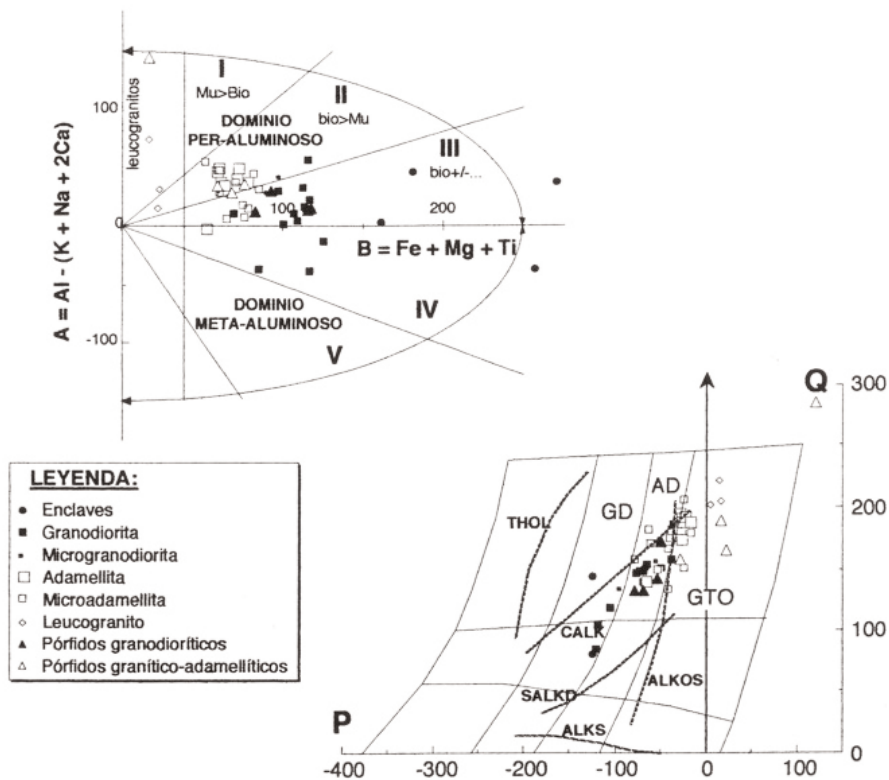


Fig. 12.- Diagramas A-B y P-Q (Debon y Le Fort, 1983) de las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

Los datos analíticos de nuestro estudio (Tablas 2 a 11) y su representación gráfica fueron presentados anteriormente (Figs. 4 y 5). 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 aluminica, 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.

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 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) o en torno a 0,703, en el área fuente de los líquidos graníticos de afinidad cortical.

MUESTRA	LB-9306	LB-9311	LB-9342	LB-9351	LB-9371	LB-9375	LB-9405	LB-9417	LB-9420	LB-9422	LB-9425	LB-9427	LB-9428	LB-9478
SiO ₂	64,93	71,14	66,95	67,48	67,07	66,52	69,32	66,74	66,70	67,52	65,39	67,18	65,79	68,05
Al ₂ O ₃	15,94	14,93	15,56	15,11	16,01	15,79	15,07	15,66	15,32	15,39	15,54	15,65	15,74	15,68
FeO (t)	3,82	2,09	3,37	2,68	3,61	3,59	2,33	3,32	3,20	3,11	3,15	3,28	3,49	3,02
MgO	2,50	1,15	2,34	1,62	2,23	2,17	1,27	2,28	2,23	1,93	2,53	2,09	2,35	1,87
CaO	3,47	2,21	3,00	2,59	2,79	3,03	2,10	2,58	2,66	2,99	2,68	2,93	2,57	2,94
Na ₂ O	3,91	2,91	3,14	4,97	2,40	3,29	3,60	2,83	3,56	3,48	5,08	3,36	3,42	2,86
K ₂ O	3,52	4,17	3,82	3,74	3,79	3,72	4,40	4,26	4,00	3,81	3,87	3,87	3,98	3,78
TiO ₂	0,60	0,32	0,54	0,46	0,55	0,55	0,39	0,54	0,53	0,52	0,53	0,54	0,57	0,49
MnO	0,06	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06
P ₂ O ₅	0,21	0,14	0,20	0,20	0,18	0,19	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,24	0,22
PPC	0,64	0,67	0,64	0,83	0,91	0,70	1,00	1,14	1,16	0,64	0,65	0,46	1,42	0,70
Total	99,60	99,77	99,62	99,73	99,59	99,61	99,74	99,64	99,65	99,67	99,70	99,64	99,63	99,67
Qtz	18,18	32,15	24,65	17,60	29,76	23,88	25,69	25,65	22,26	24,00	12,92	24,02	22,27	28,42
Or	20,79	24,64	22,57	22,12	22,41	22,01	26,02	25,16	23,61	22,51	22,87	22,87	23,52	22,34
Ab	33,08	24,62	26,58	42,09	20,30	27,83	30,45	23,95	30,12	29,45	42,99	28,43	28,94	24,20
An	15,56	10,17	13,72	7,85	12,78	13,94	9,12	11,45	11,85	13,48	8,17	13,18	11,34	13,29
Co	0,00	1,90	1,23	0,00	3,27	1,24	1,04	2,20	0,80	0,60	0,00	1,10	1,65	2,01
Ilm	0,13	0,09	0,12	0,10	0,11	0,13	0,09	0,12	0,12	0,11	0,11	0,11	0,13	0,13
Hem	4,24	2,32	7,75	2,98	4,01	3,99	2,59	3,69	3,56	3,46	3,50	3,65	3,88	3,36
Ap	0,49	0,32	0,47	0,48	0,42	0,44	0,53	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,57	0,52
Ru	0,53	0,28	0,48	0,40	0,49	0,48	0,34	0,48	0,47	0,46	0,47	0,48	0,50	0,42
DI (Wo)	0,19	0,00	0,00	1,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,58	0,00	0,00	0,00
DI (En)	0,16	0,00	0,00	1,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,36	0,00	0,00	0,00
En	6,06	2,86	5,83	2,65	5,55	5,41	3,17	5,67	5,55	4,81	4,94	5,21	5,85	4,66
I.D.	72,05	81,41	73,80	81,81	72,47	73,72	82,16	74,76	75,99	75,96	78,78	75,32	74,73	74,96
A (afm)	54,04	68,60	54,93	66,95	51,45	54,89	68,97	55,87	58,20	59,12	61,18	57,36	55,89	57,59
F (afm)	27,78	20,25	26,60	20,60	30,01	28,11	20,09	26,16	24,63	25,22	21,53	26,03	26,36	26,19
M (afm)	18,18	11,14	18,47	12,45	18,54	16,99	10,95	17,97	17,17	15,65	17,29	16,59	17,75	16,22

Tabla 2.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 881. Granodiorita

MUESTRA	LB-9306	LB-9311	LB-9342	LB-9351	LB-9371	LB-9375	LB-9405	LB-9417	LB-9420	LB-9422	LB-9425	LB-9427	LB-9428	LB-9478
Li														
Rb	136	177	153	164	149	158	226	172	165	158	167	162	167	148
Sr	355	288	348	430	304	301	335	370	387	424	378	364	349	423
Zr	146	95	141	118	149	130	105	144	115	119	122	129	127	134
Sn							10	10			10	10	10	
W														
V	59	25	49	37	51	51	29	47	47	48	45	46	52	46
Cr	186	123	178	150	189	202	150	155	177	178	139	177	169	155
Co	12	6	11	7	11	12	6	10	10	10	58	9	9	8
Zn	51	34	48	43	42	52	46	59	52	45	58	52	48	48
Ni	25	11	23	13	27	24	15	25	22	22	21	25	26	18
Y	13	13	13	10	10	15	8	11	13	10	14	12	11	8
F	480	332	531	597	597	472	991	511	430	636	531	601	632	667
Ba	412	379	422	461	462	368	424	508	519	455	494	450	497	421
Be	4	8	4	5	4	4	5	5	6	3	5	5	6	4
Nb	7		5	7	10	5	4	10	10	9	8	6	3	10
Pb		44		10	9		25	20	10		20	10		4

Tabla 2.- Análisis Químicos, (Elementos Traza, en P.P.M) de las muestras de la Hoja 881. Granodiorita (continuación)

MUESTRA	LB-9302	LB-9463	LB-9475
SiO2	66,47	67,32	66,61
Al2O3	15,93	16,03	16,36
FeO (t)	3,44	2,86	3,08
MgO	1,72	1,63	1,78
CaO	3,18	2,78	2,78
Na2O	3,79	3,44	3,02
K2O	3,55	3,53	3,90
TiO2	0,66	0,54	0,61
MnO	0,05	0,05	0,05
P2O5	0,24	0,19	0,28
PPC	0,60	1,34	1,17
Total	99,63	99,71	99,64
Qtz	22,07	25,90	26,22
Or	20,98	20,86	23,05
Ab	32,07	29,11	25,55
An	14,36	12,67	12,15
Co	0,59	1,91	2,72
Ilm	0,11	0,11	0,11
Hem	3,82	3,18	3,42
Ap	0,57	0,45	0,66
Ru	0,60	0,48	0,55
Di (Wo)	0,00	0,00	0,00
Di (En)	0,00	0,00	0,00
En	4,28	4,06	4,43
I.D.	75,12	75,87	74,82
A (afm)	58,72	60,82	58,74
F (afm)	27,52	24,96	26,15
M (afm)	13,76	14,22	15,11

Tabla 3.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 881. Microgranodiorita

MUESTRA	LB-9302	LB-9463	LB-9475
Li			
Rb	131475	173	175
Sr	420	434	561
Zr	227	129	217
Sn		10	
W			
V	41	40	59
Cr	112	141	119
Co	9	8	7
Zn	50	47	31
Ni	12	9	12
Y	14	11	9
F	621	547	652
Ba	542	467	714
Be	3	3	4
Nb	8	6	10
Pb		17	23

Tabla 3.- Análisis Químicos, (Elementos Traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 881. Microgranodiorita (continuación)

MUESTRA	LB-9308	LB-9432	LB-9440	LB-9441
SiO2	67.53	65.98	66.26	65.15
Al2O3	14.90	15.87	15.59	16.04
FeO (t)	2.53	3.47	2.88	3.46
MgO	1.63	2.32	1.79	2.36
CaO	2.01	2.67	2.85	2.94
Na2O	3.65	3.60	2.83	3.55
K2O	4.27	4.05	3.89	3.78
TiO2	0.43	0.56	0.50	0.63
MnO	0.04	0.05	0.03	0.08
P2O5	0.20	0.23	0.22	0.35
PPC	2.54	0.83	0.84	1.30
Total	99.73	99.63	99.68	99.64
Qtz	23.73	20.95	28.70	21.11
Or	25.23	23.93	22.99	22.34
Ab	30.89	30.46	23.95	30.04
An	8.80	11.89	12.85	12.53
Co	1.05	1.21	2.02	1.52
Ilm	0.09	0.11	0.06	0.17
Hem	2.81	3.86	3.20	3.84
Ap	0.47	0.54	0.52	0.83
Ru	0.38	0.50	0.47	0.54
Di (Wo)	0.00	0.00	0.00	0.00
Di (En)	0.00	0.00	0.00	0.00
En	4.06	5.78	4.46	5.88
I.D.	79.85	75.34	75.64	73.49
A (afm)	65.56	56.92	59.00	55.74
F (afm)	20.94	25.82	25.29	26.31
M (afm)	13.49	17.26	15.72	17.95

Tabla 4.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 881. Diques Granodioríticos

MUESTRA	LB-9308	LB-9432	LB-9440	LB-9441
Li				
Rb	178	178	160	168
Sr	252	333	402	558
Zr	138	123	146	224
Sn				
W				
V	34	52	45	45
Cr	143	148	120	113
Co	6	10	7	11
Zn	44	50	18	66
Ni	15	27	19	27
Y	10	13	10	8
F	554	636	437	621
Ba	375	478	597	811
Be	6	5	5	4
Nb		11	10	8
Pb	30	10		

Tabla 4.- Análisis Químicos, (Elementos Traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 881. Diques Granodioríticos (continuación)

MUESTRA	LB-9422	LB-9429	LB-9430	LB-9442
SiO ₂	64,48	59,15	63,28	56,44
Al ₂ O ₃	15,92	15,76	15,94	16,29
FeO (t)	4,70	6,42	4,81	6,52
MgO	3,34	6,57	4,02	5,92
CaO	3,94	3,95	2,71	5,09
Na ₂ O	3,55	2,08	3,07	3,32
K ₂ O	2,50	2,98	3,31	3,07
TiO ₂	0,70	0,76	0,75	0,91
MnO	0,09	0,12	0,07	0,16
P ₂ O ₅	0,25	0,21	0,28	0,24
PPC	0,70	1,28	1,23	1,40
Total	100,17	99,28	99,47	99,36
Qtz	21,48	17,92	21,67	6,98
Or	14,77	17,61	19,56	18,14
Ab	30,04	17,60	25,98	28,09
An	18,08	18,36	11,80	20,48
Co	0,75	2,38	2,98	0,00
Ilm	0,19	0,26	0,15	0,34
Hem	5,22	7,13	5,34	7,25
Ap	0,59	0,50	0,66	0,57
Ru	0,60	0,62	0,67	0,73
Di (Wo)	0,00	0,00	0,00	1,40
Di (En)	0,00	0,00	0,00	1,21
En	8,32	16,37	10,01	13,53
I.D.	66,29	53,13	67,21	53,21
A (afm)	42,94	28,03	41,95	33,94
F (afm)	33,36	35,57	31,62	34,63
M (afm)	23,70	36,40	26,43	31,44

Tabla 5.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 881. Enclaves

MUESTRA	LB-9422	LB-9429	LB-9430	LB-9442
Li				
Rb	147	156	160	168
Sr	383	312	402	558
Zr	134	148	146	224
Sn	10			
W				
V	77	126	91	113
Cr	197	449	205	211
Co	18	27	14	25
Zn	71	66	75	86
Ni	53	103	46	70
Y	12	15	11	23
F	847	909	894	1003
Ba	267	401	566	305
Be	3	3	4	4
Nb	9	10	10	12
Pb				

Tabla 5.- Análisis Químicos, (Elementos Traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 881. Enclaves (continuación)

MUESTRA	LB-9397	LB-9459	LB-9461	LB-9467	LB-9468	LB-9470	LB-9473	LB-9476	LB-9477
SiO ₂	71,19	71,08	70,06	71,08	70,54	70,80	71,15	71,14	69,88
Al ₂ O ₃	14,81	14,85	15,07	14,97	14,51	14,58	14,73	15,02	15,02
FeO (t)	2,11	2,20	2,16	2,01	2,43	1,90	2,37	2,10	2,46
MgO	1,11	1,15	1,12	1,10	1,31	0,91	1,31	1,09	1,51
CaO	1,85	1,87	2,10	1,68	1,45	1,47	2,02	1,78	1,82
Na ₂ O	2,93	3,03	3,13	2,86	3,02	4,42	2,76	2,84	3,06
K ₂ O	4,33	4,38	4,24	4,51	4,11	4,38	4,12	4,26	4,44
TiO ₂	0,32	0,34	0,34	0,31	0,44	0,29	0,37	0,33	0,41
MnO	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05
P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,15	0,17	0,16	0,20
PPC	0,90	0,65	0,80	1,03	1,70	0,86	0,67	1,00	0,91
Total	99,77	99,76	99,77	99,76	99,72	99,80	99,72	99,76	99,76
Qtz	32,41	31,43	30,43	32,38	32,62	24,20	33,48	33,29	29,45
Or	25,59	25,88	25,06	26,65	24,29	25,88	24,35	25,17	26,24
Ab	24,79	25,64	26,49	24,20	25,55	37,40	23,35	24,03	25,89
An	8,12	8,22	9,42	7,33	6,19	6,41	9,02	7,89	7,85
Co	2,33	2,11	1,88	2,70	2,82	0,22	2,42	2,85	2,30
Ilm	0,09	0,06	0,09	0,09	0,09	0,09	0,11	0,09	0,11
Hem	2,35	2,44	2,40	2,23	2,70	2,11	2,63	2,33	2,73
Ap	0,43	0,43	0,40	0,40	0,40	0,36	0,40	0,38	0,47
Ru	0,27	0,31	0,29	0,26	0,39	0,24	0,31	0,28	0,35
DI (Wo)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI (En)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
En	2,76	2,86	2,79	2,74	3,26	2,27	3,26	2,72	3,76
I.D.	82,79	82,95	81,98	83,23	82,46	87,48	81,18	82,49	81,58
A (afm)	69,27	68,87	69,20	70,32	65,59	75,80	65,15	69,00	65,39
F (afm)	20,13	20,45	20,28	19,18	22,36	16,37	22,44	20,41	21,45
M (afm)	10,59	10,69	10,52	10,50	12,05	7,84	12,41	10,59	13,16

Tabla 6.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 881. Adamellita Biotíticas

MUESTRA	LB-9397	LB-9459	LB-9461	LB-9467	LB-9468	LB-9470	LB-9473	LB-9476	LB-9477
Li									
Rb	202	218	208	202	176	216	192	203	188
Sr	299	312	339	303	217	270	338	308	311
Zr	89	90	98	104	133	96	113	107	119
Sn				10					
W				10					
V	23	29	27	27	32	20	31	29	34
Cr	151	166	142	163	168	130	134	164	133
Co	6	6	7	5	6	3	5	4	5
Zn	32	27	38	32	40	44	37	34	38
Ni	11	14	11	9	10	7	10	7	11
Y	10	12	12	8	8	9	12	9	9
F	586	492	531	387	352	519	554	200	625
Ba	343	344	435	364	432	416	415	413	442
Be	6	6	4	6	4	7	7	8	5
Nb	5	4	5	10	10	10	10	10	10
Pb	25	20	31	22	16	34	25	25	17

Tabla 6.- Análisis Químicos, (Elementos Traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 881. Adamellita Biotítica (continuación)

MUESTRA	LB-9469	LB-9471	LB-9480	LB-9317	LB-9454	LB-9456	LB-9457	LB-9460	LB-9464	LB-9466
SiO ₂	70,69	70,35	70,27	71,63	69,23	69,28	69,17	69,15	68,39	69,93
Al ₂ O ₃	15,19	15,24	14,92	15,15	15,13	15,04	15,67	15,17	15,91	14,21
FeO (t)	2,08	2,16	2,40	1,93	2,36	2,21	2,67	2,56	2,60	2,49
MgO	1,08	1,02	1,24	0,85	1,58	1,16	1,50	1,71	1,29	1,42
CaO	1,54	2,10	1,95	2,11	1,92	1,62	2,50	2,03	2,99	1,36
Na ₂ O	3,03	3,52	3,07	2,53	3,74	3,96	3,11	3,26	3,41	3,60
K ₂ O	4,59	3,83	4,10	4,05	4,32	4,86	3,44	4,19	3,60	4,96
TiO ₂	0,35	0,35	0,44	0,32	0,39	0,38	0,42	0,41	0,46	0,42
MnO	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,16	0,15	0,18	0,16	0,18	0,25	0,15	0,22	0,20	0,19
PPC	1,02	1,00	1,10	1,01	0,86	1,00	1,03	1,00	0,83	1,10
Total	99,77	99,76	99,72	99,77	99,76	99,80	99,70	99,75	99,73	99,73
Qtz	31,00	29,58	31,15	36,03	24,93	23,08	30,70	27,81	26,96	25,46
Or	27,12	22,63	24,23	23,93	25,53	28,72	20,33	24,76	21,27	29,31
Ab	25,64	29,79	25,98	21,41	31,65	33,51	26,32	27,59	28,86	30,46
An	6,70	9,54	8,62	9,53	8,47	6,57	11,52	8,78	13,66	5,63
Co	2,78	1,81	2,27	3,11	1,20	0,86	2,61	2,06	1,40	0,86
Ilm	0,09	0,09	0,11	0,06	0,11	0,09	0,09	0,11	0,11	0,11
Hem	2,31	2,40	2,67	2,15	2,62	2,46	2,97	2,84	2,89	2,77
Ap	0,38	0,36	0,43	0,38	0,43	0,59	0,36	0,52	0,47	0,45
Ru	0,30	0,30	0,38	0,29	0,33	0,33	0,37	0,35	0,40	0,36
DI (Wo)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI (En)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
En	2,69	2,54	3,09	2,12	3,94	2,89	3,74	4,26	3,21	3,54
I.D.	83,76	82,00	81,36	81,37	82,11	85,31	77,35	80,16	77,09	85,23
A (afm)	70,69	69,80	66,33	70,30	67,17	72,35	61,10	63,57	64,31	68,64
F (afm)	19,29	20,51	22,20	20,62	19,67	18,13	24,91	21,84	23,85	19,97
M (afm)	10,02	9,69	11,47	9,08	13,17	9,52	13,99	14,59	11,83	11,39

Tabla 7.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 881. Microadamellitas

MUESTRA	LB-9469	LB-9471	LB-9480	LB-9317	LB-9454	LB-9456	LB-9457	LB-9460	LB-9464	LB-9466
Li										
Rb	187466	182	176	184	207	265	183	212	169	229
Sr	296	295	278	248	453	312	351	477	471	250
Zr	118	122	128	129	107	124	135	122	130	129
Sn										
W										
V	21	24	36	11	30	26	37	31	37	39
Cr	116	132	133	109	157	145	167	163	130	155
Co	4	4	6	4	7	6	7	8	7	6
Zn	30	41	35	34	43	45	67	49	40	40
Ni	5	5	6	4	25	14	16	29	6	12
Y	9	7	6	8	9	8	8	9	9	11
F	410	461	601	344	613	940	574	625	508	617
Ba	443	369	583	431	523	438	499	583	571	471
Be	5	5	5	5	5	4	5	5	3	5
Nb	10	10	10	0	5	3	2	5	3	10
Pb	20	11	15	14	17	33	18	26	15	26

Tabla 7.- Análisis Químicos, (Elementos Traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 881. Microadamellitas (continuación)

MUESTRA	LB-9418	LB-9419	LB-9421	LB-9330
SiO2	71,64	69,74	70,07	75,71
Al2O3	13,35	14,69	13,89	14,30
FeO (t)	2,28	2,04	2,57	1,01
MgO	0,92	1,71	1,08	0,14
CaO	0,74	0,95	0,85	0,17
Na2O	2,84	3,72	2,93	0,36
K2O	5,14	4,65	5,61	5,73
TiO2	0,32	0,31	0,40	0,06
MnO	0,05	0,03	0,05	0,04
P2O5	0,13	0,22	0,19	0,12
PPC	2,36	1,70	2,10	2,24
Total	99,77	99,76	99,74	99,88
Qtz	32,82	26,28	28,61	51,42
Or	30,37	27,48	33,15	33,86
Ab	24,03	31,48	24,79	3,05
An	2,91	3,42	3,10	0,14
Co	2,05	2,28	1,86	7,46
Ilm	0,11	0,06	0,11	0,09
Hem	2,53	2,27	2,86	1,12
Ap	0,31	0,52	0,45	0,28
Ru	0,26	0,28	0,34	0,01
Di (Wo)	0,00	0,00	0,00	0,00
Di (En)	0,00	0,00	0,00	0,00
En	2,29	4,26	2,69	0,35
I.D.	87,22	85,24	86,55	88,33
A (afm)	71,38	69,06	70,06	84,12
F (afm)	20,39	16,83	21,08	13,95
M (afm)	8,23	14,11	8,86	1,93

Tabla 8.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 881. Diques Graníticos-Adamelliticos

MUESTRA	LB-9418	LB-9419	LB-9421	LB-9330
Li				
Rb	274	201	254	514
Sr	81	394	93	11
Zr	162	98	164	2
Sn	10		10	40
W				
V	5	17	11	3
Cr	146	157	142	83
Co	5	5	5	
Zn	35	40	48	18
Ni	6	21	7	3
Y	22	7	17	8
F	352	465	441	445
Ba	339	548	427	102
Be	7	6	4	17
Nb				15
Pb		20		6

Tabla 8.- Análisis Químicos, (Elementos Traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 881. Diques Graíticos-Adamellíticos (continuación)

MUESTRA	LB-9301	LB-9455	LB-9458
SiO ₂	74,93	75,45	75,35
Al ₂ O ₃	14,43	13,07	13,41
FeO (t)	0,86	0,88	0,92
MgO	0,19	0,37	0,37
CaO	0,60	1,02	0,73
Na ₂ O	2,70	3,01	2,94
K ₂ O	4,77	5,07	5,24
TiO ₂	0,09	0,14	0,15
MnO	0,03	0,01	0,02
P ₂ O ₅	0,13	0,06	0,07
PPC	1,17	0,83	0,72
Total	99,90	99,91	99,92
Qtz	39,73	35,95	36,26
Or	28,19	29,96	30,97
Ab	22,85	25,47	24,88
An	2,21	4,71	3,21
Co	4,01	0,91	1,73
Ilm	0,06	0,02	0,04
Hem	0,96	0,98	1,02
Ap	0,31	0,14	0,17
Ru	0,06	0,13	0,13
Di (Wo)	0,00	0,00	0,00
Di (En)	0,00	0,00	0,00
En	0,47	0,92	0,92
I.D.	90,77	91,38	92,11
A (afm)	87,68	86,60	86,38
F (afm)	10,09	9,43	9,71
M (afm)	2,23	3,97	3,91

Tabla 9.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 881. Leucogranito

MUESTRA	LB-9301	LB-9455	LB-9458
Li			
Rb	256458	183	208
Sr	60	121	66
Zr	23	50	49
Sn			
W			
V	2	7	7
Cr	117	104	125
Co	2	3	3
Zn	19	8	12
Ni	7	6	7
Y	6	8	5
F	200	398	200
Ba	187	135	89
Be	9	6	4
Nb		2	1
Pb	69	52	48

Tabla 9.- Análisis Químicos, (Elementos Traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 881. Leucogranito (continuación)

MUESTRA	LB-9438	LB-9465	LB-9462	LB-9472	LB-9474	LB-9479
SiO ₂	74,82	76,05	75,88	76,23	76,72	77,36
Al ₂ O ₃	14,14	13,04	13,35	13,18	13,14	12,88
FeO (t)	0,93	0,86	0,77	0,65	0,55	0,56
MgO	0,37	0,30	0,20	0,15	0,08	0,05
CaO	0,82	0,93	0,37	0,42	0,60	0,60
Na ₂ O	2,97	2,71	2,64	2,98	2,71	2,76
K ₂ O	4,76	5,18	5,35	5,14	5,43	5,20
TiO ₂	0,12	0,12	0,10	0,08	0,06	0,06
MnO	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,08	0,06	0,04	0,03
PPC	0,83	0,83	1,15	1,02	0,60	0,43
Total	99,91	99,91	99,90	99,93	99,94	99,94
Qtz	37,38	38,12	39,16	38,25	38,87	40,12
Or	28,13	30,61	31,62	30,37	32,09	30,73
Ab	25,13	22,93	22,34	25,22	22,93	23,35
An	3,24	4,38	1,37	1,73	2,74	2,80
Co	2,91	1,37	2,72	2,08	1,80	1,69
Ilm	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,02
Hem	1,03	0,96	0,86	0,72	0,61	0,62
Ap	0,33	0,09	0,19	0,14	0,09	0,07
Ru	0,11	0,10	0,09	0,06	0,05	0,05
Di (Wo)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di (En)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
En	0,92	0,75	0,50	0,37	0,20	0,12
I.D.	90,64	91,66	93,12	93,84	93,89	94,20
A (afm)	85,60	87,18	89,17	91,03	92,82	92,88
F (afm)	10,30	9,50	8,59	7,29	6,27	6,53
M (afm)	4,10	3,31	2,23	1,68	0,91	0,58

Tabla 10.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 881. Aplitas

MUESTRA	LB-9438	LB-9465	LB-9462	LB-9472	LB-9474	LB-9479
Li						
Rb	199	184	236	279	228	219
Sr	135	88	35	31	48	28
Zr	58	53	38	43	36	61
Sn			10			
W			10			
V	6	7	2	4	2	2
Cr	131	126	134	112	126	97
Co	3	1	5			
Zn	7	13	11	9	9	6
Ni	6	3	6	1	2	
Y	6	6	7	6	5	4
F	200	200	200	231	200	200
Ba	201	84	36	41	38	14
Be	12	4	12	10	9	4
Nb	10	10	0	10	10	10
Pb	59	64	44	44	81	67

Tabla 10.- Análisis Químicos, (Elementos Traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 881. Aplitas (continuación)

MUESTRA	LB-9338	LB-9431	LB-9439	LB-9446	LB-9407
SiO2	49,38	56,60	56,93	66,38	39,71
Al2O3	15,07	14,97	16,29	15,17	1,10
FeO (t)	8,06	5,35	5,99	2,81	8,07
MgO	7,92	5,19	4,73	1,77	35,65
CaO	6,18	2,99	5,30	2,79	0,05
Na2O	3,14	2,80	3,48	3,02	0,98
K2O	2,80	5,28	3,22	3,82	0,02
TiO2	1,65	0,91	1,11	0,49	0,03
MnO	0,13	0,12	0,10	0,03	0,15
P2O5	0,88	0,85	0,49	0,22	0,00
PPC	3,90	4,46	1,77	3,23	13,44
Total	99,11	99,52	99,41	99,73	99,20
Qtz	0,00	8,12	8,09	26,14	0,00
Or	16,55	31,20	19,03	22,57	0,12
Ab	26,57	23,69	29,45	25,55	5,55
An	18,76	9,84	19,32	12,55	0,00
Co	0,00	1,04	0,00	1,47	0,00
Mt	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40
Ilm	0,28	0,26	0,21	0,,06	0,06
Hem	8,96	5,94	6,66	3,12	7,86
Ap	2,08	2,01	1,16	0,52	0,00
Aeg	0,00	0,00	0,00	0,00	2,42
Ru	1,50	0,77	1,00	0,46	0,00
Di (Wo)	2,81	0,00	1,71	0,00	0,10
Di (En)	2,43	0,00	7,48	0,00	0,09
En	14,09	12,93	10,30	4,41	26,45
Fo	2,25	0,00	0,00	0,00	43,63
I.D.	43,12	63,01	56,57	74,26	5,67
A (afm)	27,10	43,39	38,46	59,89	2,24
F (afm)	36,77	28,73	34,39	24,61	18,05
M (afm)	36,13	27,87	27,15	15,50	79,72

Tabla 11.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 881. Otras litologías

MUESTRA	LB-9338	LB-9431	LB-9439	LB-9446	LB-9407
Li					
Rb	749407	281	99	19	
Sr	1930	347	784	151	
Zr	312	304	213	82	
Sn					
W					
V	129	132	125	200	32
Cr	267	132	161	211	
Co	37	16	20	43	92
Zn	81	72	65	55	26
Ni	175	8	16	95	
Y	17	17	10	13	
F	870	1087	730	200	200
Ba	2000	1400	660	38	
Be	3	8	3		
Nb	23	17	17	10	10
Pb					

Tabla 11.- Análisis Químicos, (Elementos Traza, en P.P.M.) de las muestras de la Hoja 881. Otras litologías (continuación)

4.4. METAMORFISMO

4.4.1. Metamorfismo regional

Las rocas pertenecientes a las dos unidades de rango mayor más meridionales, (definidas dentro de la Hoja de Villanueva de Córdoba) en general, están afectadas por metamorfismo regional de edad varisca y de grado bajo a muy bajo.

Los materiales de estas unidades presentan procesos diagenéticos, anquimetamórficos y de metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo, de facies de esquistos verdes. Como minerales indicativos de este metamorfismo son la sericita y clorita.

4.4.2. Metamorfismo de contacto

Las sucesivas intrusiones plutónicas sobre los materiales carboníferos encajantes generan unas aureolas de metamorfismo de contacto definidas por un conjunto de rocas de tipo corneanas o pizarras mosqueadas.

Topográficamente los materiales afectados por metamorfismo térmico se caracterizan por su expresión en forma de resaltes en la periferia del plutón, que van disminuyendo con la distancia al contacto.

En esta hoja la aureola de metamorfismo de contacto tiene una anchura variable entre 800 y 1400 m, con una anchura media de 1200 m, en las proximidades de Cerro Gordo alcanza los 2000 m. La desaparición de la textura maculosa en las pizarras carboníferas marca el límite externo.

Presentan texturas granoblásticas o lepidoblásticas mosqueadas, con *spots* de cordierita y porfiroblastos de andalucita (chiastolita). En las zonas más externas de la aureola de contacto, las rocas presentan una paragénesis de cuarzo+moscovita+albita+clorita+epidota que corresponde a la facies de las corneanas de Albita-Epidota. Esta zona metamórfica más externa se extiende desde los 500 a los 1200 m.

En las zonas próximas al contacto, las paragénesis observadas son de cuarzo + biotita + moscovita + cordierita + andalucita, que corresponde a la facies de las Corneanas Hornbléndicas. Esta zona se extiende desde el contacto hasta, aproximadamente, los 500 m de distancia al contacto. A veces, la circulación de fluidos provoca transformaciones mineralógicas que originan metamorfismo retrogrado de facies de Albita-Epidota.

Localmente, en zonas adyacentes al contacto con el intrusivo, se han determinado paragénesis con: feldespato potásico+cordierita+andalucita+sillimanita, lo cual indica que se han alcanzado las condiciones de metamorfismo de alto grado o facies de Corneanas Piroxénicas (moscovita "out"). Se presenta como una banda discontinua y de anchura no superior a los 25 m. Es posible que la acción retrograda de las alteraciones postmagmáticas sea la causa del carácter intermitente de esta zona metamórfica.

La reacción de desestabilización de la moscovita en presencia de cuarzo para dar feldespato potásico+silicatos de aluminio+agua, tiene lugar a 590°C y 1kb (WINKLER, 1978) o a 625° ± 10°C y 2kb (AUBOUIN *et al.*, 1981).

La temperatura de intrusión deducida de estos datos, obtenida siguiendo el método de JAEGER (1957, *in* WINKLER, 1978) rondaría los 750°C. Esta temperatura debe ser considerada como orientativa, ya que procesos de retrometamorfismo, posiblemente ligados a la circulación de fluidos, han podido enmascarar las paragénesis originales.

Con carácter general las paragénesis metamórficas de contacto son posteriores a la deformación penetrativa existente en las rocas encajantes.

4.5. 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 Ibérico, 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.

4.5.1. Características del área 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 aluminico, 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 4.5.4.3) y la presencia de inyecciones sin-plutónicas básicas en granitos de otros sectores del batolito (Hoja de Andújar; LARREA *et al.*, 2013), permiten descartar sin ningún género de dudas que los enclaves básicos e intermedios representen 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.

4.5.2. 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 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 disparado 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). Aunque en este caso se puede aceptar como una causa, no parece suficiente. 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 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 (véase Epígrafe 4.5.4.). Sin embargo, resta por explicar el mecanis-

mo 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.

4.5.3. 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 sinistral 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 comprensiva 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 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, realmente abiertas por mecanismos de tipo extensional, 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.

4.5.4. Evolución magmática

Una vez revisados 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.

4.5.4.1. 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 quimismo peraluminico, 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 ($T_{\text{solidus}} = 1000\text{-}1100^\circ\text{C}$; WYLLIE, 1979) durante un periodo 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 glóbulos xenolíticos "ácidos" blindados por coronas de anfíbol 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 quimismo predominantemente peraluminico (véase Epígrafe 4.3.), 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 granodiorita (véase Epígrafe 4.5.4.3), la más llamativa de las cuales es sin duda la presencia de abundantísimos 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 b);
- 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. 9, 10, 11 y 12), 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 la Hoja de Pozoblanco (nº 859), 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.

4.5.4.2. 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 vigo-

roso 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, de 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 tremendamente 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 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 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).

4.5.4.3. 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.

to. 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” gabroideos que afloran cerca de los bordes del batolito en algunos sectores (La Serena; EGUIGUREN, 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 peraluminico de la roca ígnea.

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 BARBARIN, 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, apatito acicular) como en los enclaves (cuarzo y feldespatos alcalinos globulares, frecuentemente con coronas de melanocratos); textura poiquilítica de las rocas microgranudas; 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. 9, 10, 11 y 12), 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 Hoja de Villanueva de Córdoba, existen también evidencias de mezcla superficial de magmas, en la esquina noroccidental, hasta el límite de la hoja.

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 viesan 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 convección en la cámara magmática profunda. En ese momento probablemente entrarían a tener importancia procesos gravitatorios de separación de cristales y enclaves, conduciendo, 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 profunda zonada, ocupados por los líquidos más ácidos y pobres en cristales, cuyo emplazamiento habría producido, en el caso de esta hoja, las rocas evolucionadas de Cerro Fresnedilla-Ermita de Cigüeñuela.

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.

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 Villanueva de Córdoba 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 postvarisca), 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 Villanueva de Córdoba coincide con rocas devónicas, pertenecientes al anticlinal del Calatraveño (Hoja de Espiel, nº 880) en cuyo núcleo llega a aflorar el Ordovícico, que forman parte de una sucesión de plataforma continental somera, establecida en la Zona Centroibérica, en su sector meridional (Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina) durante el intervalo Ordovícico inferior a Viseense superior, con una laguna estratigráfica durante el Devónico medio, aunque en nuestra zona el registro únicamente alcanza 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 Villanueva de Córdoba, dos hechos de la evolución de la plataforma centroibérica merecen ser referidos. Por una parte, la presencia esporádica de depósitos glaciomarininos 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 quimismo alcalino/peralcalino (MATA y MUNHA, 1985; HIGUERAS y MONTERRUBIO, 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-Pérmico 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 Báltica 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 de 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 varisca 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 consecuencia de la extensión subsecuente a la primera etapa de compresión que produce el cabalgamiento hacia el sur de la Zona Centroibérica sobre la Zona de Ossa-Morena (MARTÍNEZ POYATOS, 1997) y tanto su relleno como la deformación subsiguiente del mismo, se corresponden en buena medida con los de los modelos de cuencas extensionales. La presencia de alineaciones sigmoidales de rocas ígneas que compartimentan la cuenca (GABALDÓN *et al.*, 1985a y b) sugiere la actuación de una 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 las 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 peraluminicas (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 4.5. 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), y finalizó durante el Pérmico inferior.

5.3. EVOLUCIÓN POSTVARISCA

En el transcurso del Carbonífero y como consecuencia del evento orogénico varisco, 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, que en esta hoja ni siquiera están representadas.

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, que como se ha comentado no están representadas en la Hoja de Villanueva de Córdoba, así como del carácter aún en desequilibrio de la red fluvial actual.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS 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 12 se presenta la relación de indicios incluidos en la Hoja de Villanueva de Córdoba, elaborada a partir de los ficheros existentes en el Área de Investigación en Recursos Minerales del IGME.

Todos ellos corresponden a mineralizaciones filonianas, hidrotermales, que rellenan fracturas del sistema que se ha descrito como tardivarisco (véase 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 “culm” como en granodiorita.

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.

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. Son filonianos con direcciones preferentes N20-45°E. En general arman en el “culm” y algunos en la granodiorita próxima al contacto.
- Indicios de Cu: calcopirita, malaquita, azurita, óxidos de Fe y cuarzo. Son filonianos con direcciones N130°-180°E y N20°-50°E. Arman en granodiorita.
- Indicios de Pb: galena (más o menos argentífera), esfalerita, pirita, óxidos de Fe, carbonatos y cuarzo. Son filonianos con direcciones N90°, 45°, 75°, 100°, 59°E; y arman en gran parte en el “culm” pero también en granodiorita.
- Indicios de W: wolframita, arsenopirita y cuarzo. Filonianos con dirección N110°E, arman en granodiorita.

Por lo que respecta a minerales y rocas industriales u ornamentales, la actividad extractiva en la Hoja de Villanueva de Córdoba 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 próximas a las poblaciones, para la producción de adoquines y postes de vallas.

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.

Núm.	Nombre (Descripción)	Sus.	Coordenadas (UTM)		Morfología
			X	Y	
1	(Pozo Abandonado De 10m)	Bi	357,05	4241,93	F. N90°
2	Cartaginesa/ La Romana	Cu	345,86	4244,05	F. N37°
3	San Juan/ San Julián	Cu	345,45	4244,3	F.
4	Pozo Santa Isabel	Cu-Fe	349,95	4243,8	F. N20-40°
5	Paco	Cu	249,28	4242,63	F. N35°
6	Aracelita	Cu	347,66	4243,53	F. N5°
7	Aracelita 2ª	Cu	347,25	4241,08	F. N5°
8	Ana	Cu	347,27	4240	F. N5°
9	Anita	Cu	347	4239,23	F. N5°
10	Santa Lucía (Pozo Del Almadén)	Cu-Pb	343,3	4239,35	F. N2°
11	San Jerónimo	Cu	343,55	4242,02	F. N35°
12	San José-Trinidad	Cu	344,25	4243,73	F. N2°
13	Cerro Mosico	Cu	354,73	4242,23	F. N90°
14	San Miguel	Cu	354,23	4242,23	F. N90°
15	Recompensa	Cu	354,15	4241,35	F. N150°
16	Nava La Vibora	Cu	353,42	4242,73	F. N162°
17	California	Cu	349,33	4243,83	F. N13°
18	Mayo	Cu	349,73	4243,8	F. N9°
19	(Registro Sobre Filón)	Cu	348,03	4242,42	F. N2°
20	(Registro Sobre Filón)	Cu	357,4	4243,65	F. N86°
21	(Labores Antiguas)	Cu	358,35	4242,2	F. N160°
22	(Registro Sobre Filón)	Cu	358,04	4241,6	F. N86°
23	(Pequeño Registro)	Cu	358,2	4241,45	F. N34°
24	(Pequeño Registro)	Pb	359,55	4242,8	F. N88°
25	San Antonio	Pb	359,15	4242,05	F. N90°
26	Santa Ana	Pb	359,45	4242,05	F. N90°
27	(Pocillos Y Calicatas Sobre Filón)	Des.	364,6	4243,75	F. N50°
28	(Pequeño Registro)	Pb	361,55	4241,75	F. N60°
29	(Registro, Calicata Y Pozo)	Cu	362,4	4241,7	F. N75°
30	La Niña	Cu	356,8	4240,6	F. N148°
31	(Labores Antiguas)	Cu	358,35	4240,75	F. N34°
32	(Registro Sobre Filón)	Cu	358,2	4240,05	F. N20°
33	(Pequeño Registro)	Cu	356,15	4239	F. N37°
34	(Pequeño Registro)	Cu	353,25	4239,85	F. N27°
35	(Pequeño Registro)	Cu	353,15	4237,25	F. N160°
36	(Pequeño Registro)	Cu	355,1	4237,31	F. N177°
37	(Pequeño Registro)	Cu	355,23	4236,87	F. N31°
38	(Labores Antiguas)	Cu	359,86	4239,75	F. N110°
39	(Pequeño Registro)	Cu	360,93	4239,47	F. N32°
40	El Progreso	Pb	361,5	4239,7	F. N45°
41	San Manuel	Pb	361,65	4240,08	F. N75°
42	(Labores Antiguas)	Cu	365,6	4239,75	F. N27°
43	(Pequeño Registro)	Cu	364,65	4238,3	F. N31°
44	(Pequeño Registro)	Cu	360,37	4238,45	F. N70°
45	(Pequeño Registro)	Cu	360,75	4238,18	F. N10°
46	(Pequeño Registro)	Cu	360,6	4237,62	F. N10°
47	(Pequeño Registro)	Cu	365,55	4237,15	F. N20°
48	(Pequeño Registro)	Cu	365,42	4234,28	F. N8°
49	(Pequeño Registro)	Cu	365,35	4233,8	F. N0°
50	(Pequeño Registro)	Cu-Fe	363,25	4233,65	F. N0°

Núm.	Nombre (Descripción)	Sus.	Coordenadas (UTM)		Morfología
			X	Y	
51	(Pequeño Registro)	Cu	362,7	4233,06	F. N8°
52	(Pequeño Registro)	Cu	363,45	4231,55	F. N0°
53	(Pequeño Registro)	Cu	364,4	4231,55	F. N30°
54	(Pequeño Registro)	Cu	361,8	4231,17	F. N7°
55	(Pequeño Registro)	Cu	362,82	4230,75	F. N170°
56	(Pequeño Registro)	Cu	363,2	4230,75	F. N175°
57	(Pequeño Registro)	Cu	364,06	4230,95	F. N20°
58	De Los Pavos	Cu	364,03	4230,6	F. N0°
59	(Pequeño Registro)	Cu	363,75	4229,8	F. N53°
60	(Pequeño Registro)	Cu	363,1	4229,05	F. N53°
61	(Pequeño Registro)	Pb	366,7	4228,63	F. N100°
62	(Pequeño Registro)	Cu	366,38	4228,4	F. N0°
63	(Pequeño Registro)	Pb	366,35	4227,81	F. N58°
64	(Pequeño Registro)	Cu	366,41	4227,67	F. N0°
65	(Pequeño Registro)	Pb	366,35	4227,3	F. N59°
66	(Pequeño Registro)	Pb	366,75	4227,1	F. N113°
67	(Pequeño Registro)	Pb	366,7	4225,87	F. N37°
68	(Pequeño Registro)	Pb	364,7	4227,8	F. N117°
69	(Pequeño Registro)	Pb	362,9	4226,1	F. N100°
70	(Pequeño Registro)	Cu	359,3	4231,27	F. N177°
71	(Pequeño Registro)	Pb	358,15	4230,43	F. N177°
72	(Pequeño Registro)	Cu	357,95	4233,54	F. N155°
73	(Pequeño Registro)	Cu	357,68	4232,2	F. N0°
74	(Pequeño Registro)	Pb	357,52	4231,6	F. N160°
75	(Pequeño Registro)	Pb	357,35	4231,27	F. N0°
76	(Pequeño Registro)	Pb	357,17	4230,95	F. N0°
77	(Pequeño Registro)	Pb	353,66	4230,5	F. N0°
78	San Andrés	Bi	355,86	4231,41	Des.
79	(Pequeño Registro)	Pb	354,95	4231,95	F. N55°
80	Alcira (Filón Sur)	W	355,81	4232,18	F. N110°
81	Alcira (Filón Sur)	W	355,47	4232,2	F. N110°
82	Alcira (Filón Centro)	W	355,65	4232,45	F. N110°
83	Alcira (Filón Norte)	W	355,75	4232,75	F. N110°
84	Alcira (Filón Norte)	W	356	4232,55	F. N110°
85	(Pequeño Registro)	Cu	356,41	4233,78	F. N20°
86	(Pequeño Registro)	Cu	356,45	4233,46	F. N150°
87	Esperanza	Bi	355,61	4238,52	F.
88	Isidorita	Bi	355,63	4234,25	F.
89	(Pequeño Registro)	Cu	354,56	4235,3	F.
90	(Pequeño Registro)	Cu	354,21	4235,1	F. N160°
91	(Pequeño Registro)	Cu	353,9	4234,85	F. N160°
92	Rogelio	Bi	354,98	4233,73	F.
93	Pepita	Bi	354,6	4233,75	F.
94	Incetidumbre	Bi	354,47	4233,42	F.
95	Isidora 2ª	Bi	354,36	4233,2	F.
96	San Juan	Bi	354,2	4233,15	F.
97	(Labores Antiguas)	Pb	353,07	4232,05	F. N10°
98	(Labores Antiguas)	Pb	353	4232,55	F. N24°
99	Mina De La Salud	Pb	353,05	4233,1	F.
100	Leonor	Bi	352,8	4233,23	F.

Núm.	Nombre (Descripción)	Sus.	Coordenadas (UTM)		Morfología
			X	Y	
101	Los Tres Amigos	Bi	353,15	4233,55	F.
102	San Miguel	Bi	353,25	4233,85	F.
103	Rogelio 2ª	Bi	353,05	4234	F.
104	Las Dos Espuelas De San Miguel	Bi	352,7	4233,68	F.
105	Los Cuatro Amigos	Bi	352,27	4233,71	F.
106	Mina San Miguel	Bi	352,56	4234,1	F. N17°
107	Mina Bienvenida	Bi	352,1	4234,99	F. N27°
108	La Legalidad	Bi	351,2	4234,35	F.
109	(Pequeño Registro)	Bi	351,82	4234,4	F.
110	Irene	Bi	352	4234,15	F.
111	La Espuela De San Miguel	Bi	352,36	4234,95	F.
112	Por Si Acaso	Bi	352,9	4235,07	F.
113	Inesperada	Bi	353,23	4234,82	F.
114	Irenita	Bi	351,4	4235,35	F.
115	San Juan De Dios	Bi	352,19	4234,45	F.
116	(Pequeño Registro)	Cu	351,05	4236,52	F. N150°
117	(Pequeño Registro)	Cu	351,72	4235,58	F. N173°
118	Cerro De La Mina	Pb	351,82	4233,9	F. N40°
119	(Pequeño Registro)	As	350,32	4233,8	F. N115°
120	(Pequeño Registro)	As	350,82	4233,25	F. N115°
121	(Pequeño Registro)	Pb	351,5	4233,27	F. N117°
122	(Pequeño Registro)	Pb	351,1	4232,78	F. N39°
123	(Pequeño Registro)	Pb	351,7	4232,65	F. N117°
124	(Pequeño Registro)	Pb	350,35	4229,94	F. N119°
125	(Pequeño Registro)	Pb	349,72	4232,3	F. N10-20°
126	(Pequeño Registro)	Pb	349,93	4233,17	F. N43°
127	(Pequeño Registro)	Pb	349,73	4233,61	F. N21°
128	(Pequeño Registro)	Pb	349,15	4233,65	F. N28°
129	(Pequeño Registro)	Pb	348,57	4234	F. N32°
130	(Pequeño Registro)	Pb	349,5	4234,55	F. N105°
131	(Pequeño Registro)	Pb	349	4235,35	F.
132	(Pequeño Registro)	Cu	348,81	4235,47	F. N110°
133	(Pequeño Registro)	Cu	349,17	4235,7	F. N11°
134	Oportunidad	Bi	348,23	4233,25	F. N20-45°
135	El Pico	Bi	347,4	4234,15	F. N20-45°
136	(Pequeño Registro)	Bi	346,75	4233,7	F. N20-45°
137	Antoñita	Bi	347,17	4233,58	F. N20-45°
138	(Pequeño Registro)	Pb	347,1	4233,4	F. N0°
139	(Pequeño Registro)	Pb	346,65	4233,2	F. N19°
140	(Pequeño Registro)	Pb	345,11	4233,73	F. N40°
141	(Pequeño Registro)	Pb	345,61	4233,02	F. N12°
142	Arturito 2°	Cu	345,36	4227,4	F.
143	(Pequeño Registro)	Pb	342,25	4226,4	F.
144	(Pequeño Registro)	Pb	340,93	4227,9	F.
145	(Pequeño Registro)	Pb	343,42	4331,5	F. N20°
146	(Pequeño Registro)	Pb	339,83	4350,5	F. N49°
147	(Pequeño Registro)	Pb	340,07	4235,47	F.
148	San Carlos	Pb-Ag	339,35	4235,75	F. N42°
149	Atalaya	Pb	340,15	4236,15	F. N23°
150	(Pequeño Registro)	Pb	341,22	4236,05	F. N150°

Núm.	Nombre (Descripción)	Sus.	Coordenadas (UTM)		Morfología
			X	Y	
151	El Cantaor	Cu-Pb-Fe	341,5	4235,95	F.
152	(Pequeño Registro)	Pb	340	4236,45	F. N43°
153	(Pequeño Registro)	Pb	340,25	4236,9	F. N45°
154	(Pequeño Registro)	Pb-Fe	341,1	4236,85	F. N155°
155	(Pequeño Registro)	Pb	342,2	4236,02	F. N33°
156	(Pequeño Registro)	Pb	339,1	4238,38	F. N148°
157	(Pequeño Registro)	Pb	338,35	4238,55	F. N157°
158	(Pequeño Registro)	Pb	339	4239,26	F. N40°
159	Isabela	Pb-Fe	338,2	4239,72	F. N12°
160	Anita	Pb-Fe	338,45	4240,3	F. N12°
161	Benito	Pb-Fe	338,95	4240,05	F. N152°
162	(Pequeño Registro)	Pb	338,9	4242	F. N110°
163	(Pequeño Registro)	Cu	338,42	4242,57	F. N105°
164	(Pequeño Registro)	Pb	343,05	4239,45	F.
165	San Jacobo	Bi	339,7	4240,52	F. N20-45°
166	Purita	Bi	339,35	4240,21	F. N20-45°
167	Fernandin	Bi	340,55	4239,95	F. N20-45°
168	Mina Isabel	Bi	340,92	4239,7	F. N20-45°
169	Luisito	Bi	340,72	4239,5	F. N20-45°
170	Benjamin	Bi	341,15	4238,75	F. N20-45°
171	Nuestra Señora De Las Blancas	Bi	340,95	4238,55	F. N20-45°
172	Santa Isabel	Bi	341,2	4238,2	F. N20-45°
173	Platero	Bi	341,75	4238,18	F. N20-45°
174	La Venganza	Bi	341,5	4237,65	F. N20-45°
175	Santa Teresa	Bi	342,2	4239,65	F. N20-45°
176	San Sebastian	Bi	341,75	4239,4	F. N20-45°
177	Mina Lolita (Pozo San José)	Bi	342,42	4238,2	F. N20°
178	San Juan	Bi	343,35	4237,63	F. N20-45°
179	San Rafael	Bi	345,1	4237,27	F. N20-45°
180	Maria De Los Remedios	Bi	343,47	4238,17	F. N20-45°
181	Mina San Francisco	Bi	343,2	4238,36	F. N54°
182	Araceli	Bi	344,5	4237,05	F. N43°
183	Grupo Lolita	Bi	342,65	4237,7	F. N20-45°
184	Remedios	Bi	342,97	4238,5	F. N20-70°
185	Pilar	Bi	342,26	4238,2	F. N20-70°
186	Hector	Bi	342,3	4237,45	F. N20-70°
187	La Cordobesa	Bi	346,2	4237,85	F. N20-70°
188	San Francisco	Bi	345,8	4237,5	F. N20-70°
189	Los Bolos	Bi	345,3	4237,7	F. N20-70°
190	Mina De Cerro Gordo	Bi	344,52	4237,4	F. N20-70°
191	Mina Esperanza	Bi	342,9	4238,25	F. N20-70°

Tabla 12.- Relación de indicios incluidos en la Hoja de Villanueva de Córdoba, elaborada a partir de los ficheros existentes en el Área de Investigación en Recursos Minerales del IGME

7. HIDROGEOLOGÍA

7.1. CLIMATOLOGÍA

En la hoja Villanueva de Córdoba se ubica 1 estación meteorológica (5391A) controlada por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) (Cuadro 1). Está situada al NE, en el núcleo de Villanueva del Córdoba, único núcleo de importancia que aparece en el interior de la hoja. Se trata de una estación termopluviométrica. 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 altiplanicie que conforma el batolito granítico, a una cota en torno 700 m s.n.m. Los valores más bajos se sitúan en la mitad oriental de la hoja, en el valle del río Cuzna, donde las cotas se encuentran por debajo de 400 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 se sitúan entre 16 y 18 °C, con una morfología de las isotermas condicionada por el relieve. En la zona de altiplanicie, que ocupa el 80 % de la hoja, se alcanzan las temperaturas mínimas, y las máximas en el valle del río Cuzna, en la esquina suroccidental, donde se encuentran las zonas de menor cota.

Los valores de las medias anuales de evapotranspiración potencial (ETP) son bastante uniformes en toda la hoja, en torno a 850 mm anuales.

Estación	Nombre	Periodo	Tipo	Cota	Pp media	T media
5391A	Villanueva de Córdoba "SEA"	1972-03	TP	725	604	15,9

Cuadro 1. Resumen de datos pluviométricos

7.2. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

La hoja se encuentra dentro de la Cuenca del Guadalquivir en su margen derecha, excepto un pequeño sector situado a lo largo del borde septentrional, que pertenece a la Cuenca del Guadiana. Los cauces principales que surcan la hoja se incluyen dentro de la subcuenca del Río Guadalmellato, con el Río Cuzco como principal afluente, que la atraviesa por su esquina suroccidental. Otros cauces de entidad son el río Gato, afluente de este último, y el río Matapuerca, que, al igual que el Río Cuzco desemboca en el Embalse de Gudalmellano, más al sur, en la hoja contigua.

La pequeña zona vertiente a la Cuenca del Guadiana se incluye dentro de las subcuencas de los ríos Guadarramilla y Guadalmez, si bien, en la hoja no existen cauces de entidad.

7.3. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS

Los materiales aflorantes en la hoja presentan en su conjunto baja permeabilidad. Se diferencian las rocas metamórficas carboníferas, que afloran en la mitad suroccidental, del resto, ocupado por rocas plutónicas incluidas en el Batolito de los Pedroches.

Se ha diferenciado también un sector ocupado básicamente por cuarcitas devónicas a las que puede asignarse, por sus características litológicas, una permeabilidad media.

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

Código IGME	Tipo S=Sondeo	Toponimia	Cota	Caudal (L/S)	Prof.	Acuífero
163530001	S	La Jara	685	--	34	Rocas plutónicas
163540001	S	Góngora	700	--	34	Rocas plutónicas

Cuadro 2. Principales puntos de agua de la hoja de Cardeña

Cuarcitas devónicas

Consisten en una secuencia en torno a 200 m de espesor constituida por cuarcitas en bancos potentes en la mitad inferior de la serie y cuarcitas con niveles de lutitas en la mitad superior. Se trata de un afloramiento de unos pocos km² que da los relieves más enérgicos de la hoja y se sitúa en su esquina suroccidental. Aunque los aspectos hidrogeológicos no han sido estudiados, por sus características litológicas y estructurales debe constituir el acuífero más importante de la hoja. No existe inventario de puntos de agua en la zona, pero es de suponer que su drenaje debe producirse a favor de manantiales de caudales medios-bajos posiblemente ubicados cerca del cauce del río Cuzna, donde aparecen las cotas más bajas.

Grauvacas, pizarras y conglomerados carboníferos

Se trata de una sucesión muy potente de alternancias de pizarras y grauvacas que presentan muy baja permeabilidad. Esta característica hidrogeológica se ve modificada localmente por la presencia de niveles de conglomerados cementados, o cuarcitas, cuya presencia puede incrementar localmente la permeabilidad.

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.

Rocas plutónicas

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 sub-

vertical 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 también 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. Ocupa prácticamente todo el afloramiento de rocas plutónicas y está explotado por numerosos pozos de profundidades entre 5 y 10 m que aportan pequeños caudales utilizados en su mayoría en ganadería.

8. 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.
- 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.
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; CARRACEDO, M.; PÉREZ DE LA BLANCA, J.C.; ROLDÁN, F.J. Y SOUBRIER, J. (1985a). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 902: Adamuz". *Instituto Geológico y Minero de España*. 51 p + 1 mapa.
- APALATEGUI, O.; JORQUERA, A.; VILLALOBOS, M. Y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1988). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 803: Almendralejo". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- APALATEGUI, O.; PÉREZ LORENTE, F.; ROLDÁN, F.J. E HIGUERAS, P. (1985b). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 880: Espiel". *Instituto Geológico y Minero de España*. 58 p + 1 mapa.
- APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CASQUET, C.; PEINADO, M. Y TINAO, J.M. (1977). "Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico". *Stvda Geologica*, 12: 9-39.
- ARANGUREN, A.; LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; CUEVAS, J. AND 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: Cardena (Córdoba)". *Not. y Com. IGME*, 76: 45-78.
- ARRIBAS, A. (1978). "Mineral paragenesis in the Variscan Metallogeny of Spain". *Stvda Geologica*, 14: 223-160.
- ARRIOLA, A.; EGUIGUREN, E. Y GARROTE, A. (1985a). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena". *V Reunión del G.O.M.*: 19-28.
- ARRIOLA, A.; EGUIGUREN, E. Y GARROTE, A. (1985b). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena". *Temas Geol.-Min.*, 7: 19-28.
- ARTHAUD, F. AND 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. AND TAMAIN, G. (1979). "Radiochronologie, évolution tectonomagmatique et implications métallogénétiques dans les Cadomo-Variscides du sud-est hispanique". *Bull. Soc. Géol. France*, 21: 113-120.
- BLATRIX, P. AND BURG, J.P. (1981). "⁴⁰Ar/³⁹Ar Dates from Sierra Morena (S Spain): Variscan Metamorphism and Cadomian Orogeny". *N. Jb. Miner. Mh/Jg.* H-10: 470-478.
- BOWEN, N.L. (1928). "The evolution of Igneous Rocks". *Princeton Univ. Press, Princeton, N.J.*, 332p.
- 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. AND 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.*, Ene. 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.*, 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.*, 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 Cardena", *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 paleoestructuras". *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)". *Studia Geologica Salmantica*, 4: 93-104.
- 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, N.J.; DELGADO QUESADA, M. Y GARROTE, A. (1974). "Sobre la existencia de dos dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)". *Bol. Geol. Min.*, 85: 713-717.
- 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 métallogénie de la Sierra Carolina (Jaén, Espagne)". *These 3^e cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 156 p.
- CROUSILLES, M.; DIXSAUT, CHR.; HENRY, B. ET TAMAIN, G. (1976). "L'alignement basique-ultrabásique du Varas-Guadalbarco (Cordoue, Espagne)". *C. R. Ac. Sc. Paris*, 283 D: 1141-1144.
- DALLMEYER, R.D. Y QUESADA, C. (1992). "Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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. Edimburgh, Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DEFALQUE, G.; DEMAÏFFE, D.; DUMONT, P. ET LALIEU, P. (1992). "Le Batholite de Los Pedroches (Sierra Morena). Études 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.; LIÑAN, E. Y PÉREZ LORENTE, F. (1977). "Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central". *Studia Geologica Salmant.* 12:75-90.
- DIDIER, J. Y BARBARIN, B. (1991). "Enclaves and Granite Petrology", *Developments in Petrology* 13, Elsevier, Amsterdam, 625 p.
- 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 Cardena (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 MACIÁ, 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 (Batolito 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 Batolito de Los Pedroches". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15:89-103.
- FERNÁNDEZ RUIZ, F.J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J. Y QUESADA, C. (2013). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 859: Pozoblanco". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- GABALDÓN, V. (1991). "Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal. (Plataformas dominadas por tormentas)". *Boletín Geológico y Minero, Publicaciones Especiales*: 1-93, Madrid.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1983). "Las cuencas de Valdeinfierno 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 (1985a). "El Carbonífero inferior del norte de la zona de Ossa-Morena (SW de España)". *C.R. X Int. Congr. Carbonif.*, 3: 173-186.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. Y QUESADA, C (1985b). "Geología del Carbonífero Inferior del Norte de la Zona de Ossa Morena. Introducción a la Excursión 5ª Reunión del Grupo de Ossa Morena". *Temas Geol. Min., 5 Reunión Ossa-Morena., Inst. Geol. Min. Esp.*, 7: 101-137.
- GARCÍA CASCO, A. (1986). "Petrología, geoquímica y mineralizaciones de W asociadas del Plutón de Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba)". *Tesis Licenc. Univ. Granada*, 332 p.
- GARCÍA CASCO, A. Y PASCUAL, E. (1987). "El plutón de Santa Eufemia (Batolito 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 Batolito de Los Pedroches: ensayo de caracterización". *Geogaceta*, 2: 59-61.
- GARROTE, A. (1976). "Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba), Sierra Morena Central". *Mem. e Not. Coimbra*, 82: 17-39.
- GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1983). "Carboniferous Geology of the Sierra Morena". *X ICC, Field Trip D*, 104 pp.
- 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.
- HARKER, A. (1909). "The Natural History of the Igneous Rocks". *Methuen, London*, 362 p.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. Y CABANAS, R. (1972). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 1ª serie, Hoja nº 859: Pozoblanco". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- HERRANZ, P. (1984). "El Precámbrico y su cobertera 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.
- HIGUERAS, P. Y MONTEERRUBIO, 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.
- JAGER, E. Y HUNZLKER, 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 post-colisionales 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 Orogens). 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 (Batolito de Los Pedroches)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 17: 209-222.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; YUSTA, I.; ORTEGA, L.A. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1996). "Los diques traquiandesíticos asociados al plutón granodiorítico de Los Pedroches (batolito de Los Pedroches, España)". *Geogaceta*, 20(3): 586-589.
- LARREA, F.J.; CUETO, L.A.; QUESADA, C. Y FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. (2013). "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.; SANTISTEBAN, J.I.; CUETO, L.A.; QUESADA, C.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. Y MARTÍN SERRANO, A. (2013). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA), Hoja nº 904: Andújar". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- 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.
- LE MAÎTRE, R.W.D., ed. (1989). "A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Recommendations of the I.U.G.S.", 193 pp. *Blackwell Scientific Publications, Oxford*.
- LE PLAY, P.G.F. (1834). "Observations sur l'histoire naturelle et sur la richesse minerale de l'Espagne", *Paris*: 202-214.
- LEAL, G. Y VAQUERO, C. (1971). "La prospección aluvionar sistematizada en la fase estratégica de la investigación minera en grandes áreas. Aplicación al complejo granítico de Los Pedroches (Córdoba)". *Primer Congreso Hispano Luso Americano de Geología Económica*: 139-160.
- 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". *Geotekt. 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 I: 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 Como IGME*, 82: 9-26.
- MARTÍN RAMOS, J.D. Y RODRÍGUEZ GALLEGO, M. (1975). "Petrología del borde norte del Batolito de Los Pedroches (Venta de Azuel, Córdoba)". *Bol. Geol. Min.*, 86: 301-308.
- MARTÍNEZ POYATOS, D. (1997). "Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena". *Tesis Doctoral Univ. Granada*: 222 pp.
- MATA, J. AND 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.
- MC CARTHY, T.S. AND HARTY, R.A. (1976). "Trace element distribution pattern and their relationship to the crystallization of granitic melts". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40:1351-1358.
- 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, 2ª serie (Magna), Hoja nº 834: San Benito". *Instituto Geológico y Minero de España*, 51 p. + 1 mapa.
- OVTRACHT, A. ET TAMAIN, G. (1973). "Tectonique, migration des centres chauds et minéralisations dans le sud de la Meseta Ibérique". In: RAGUIN, E. (Ed.). *Les roches plutoniques et leurs rapports avec les gîtes minéraux*. Masson et Cie., Paris: 191-211.
- 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.
- PÉREZ LORENTE, F. (1980). "El conjunto volcánico de edad Carbonífero Inferior del Sur de Los Pedroches (Sierra Morena)". *Temas Geol. Min.*, 1 Reunión Geol. Ossa-Morena, *Inst. Geol. Min. Esp.*, 4: 203-210.
- PRADO, C. DEL (1855). "Sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena, et des montagnes de Toledo". *Bull. Soc. Geol. Fr. (2ème série)*, 12: 182-204.
- PROST-DAME, V. (1980). "Géologie et gîtologie de la région de Castuera (Badajoz, Espagne)". *Thèse 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 transpression 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 acreencia 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.; ROBARET, 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 Orogens and Circum-Atlantic Correlations*, Springer-Verlag, Berlin: 267-294.
- QUESADA, C.; CUETO, L.A.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. Y LARREA, F.J. (2013). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 882: Cardeña". *Instituto Geológico y Minero de España*.

- QUESADA, C. AND DALLMEYER, RD. (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.
- 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.
- ROBARDET, M. (1976). "L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la province de Seville, 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. Nat. (Geol.)*, 72: 173-190.
- SÁNCHEZ CELA, V. Y APARICIO YAGÜE, A. (1969). "Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa Elena y Linares (Jaén)". *Bol. Geol. Min.*, 80: 344-351.
- SÁNCHEZ PÉREZ, J.M. (1986). "Contribución a la mineralogía, petrología y geoquímica del batolito de Los Pedroches en la transversal de Pozoblanco". *Tesis de Licenciatura, Univ. País Vasco*, 176 pp.
- SÁNCHEZ PÉREZ, J.M.; CARRACEDO, M. Y LARREA, F.J. (1988a). "La asociación magmática del Batolito de Los Pedroches en la Zona de Pozoblanco (Córdoba, España)". *Geogaceta*, 4: 24-26.
- SÁNCHEZ PÉREZ, J.M.; CARRACEDO, M.; GIL IBARGUCHI, J.I.; LARREA, F.J. Y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1988b). "El magmatismo hercínico del batolito de Los Pedroches, la asociación plutónica en la zona de Pozoblanco (Córdoba, España)". *Comunicaciones 2, II Congreso Geológico de España (Granada)*: 67-70.

- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L.G. Y PORTUGAL FERREIRA, M. (1987). "Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico". In: F. BEA; A. CARNICERO; 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.
- TIJERO, F. (1983). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba (Córdoba)". *Tesis Licenc. Univ. País Vasco*, 98 p.
- TREUIL, M. ET JORON, J.L. (1975). "Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de L'Afaret de la Dorsale Medioatlantique". *Società Italiana Mineralogia e Petrologia*, 31: 125-174.
- VERNON, RH. (1983). "Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites". *L. Proc. R. Soc. N.S.W.*, 116: 77-103.
- WHITNEY, J.A. (1975). "The effects of pressure, temperature, and X_{H_2O} 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). "Petrogénesis de las rocas metamórficas". Ed. Blume, Madrid, 346 p.
- WYLLIE, P.J. (1977). "Mantle fluid compositions buffered by carbonates in peridotite-CO₂-H₂O". *J. 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.: 483-520.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA