

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

MEMORIA EXPLICATIVA DE LA
HOJA N° 831 (13-33)
ZALAMEA DE LA SERENA



La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por AURENSA como empresa contratista del INSTITUTO GEOMINERO DE ESPAÑA (ITGE), habiendo intervenido los siguientes técnicos:

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN

- . V. Gabaldón López (ITGE)
- . C. Quesada Ochoa (ITGE)

AUTOR

- . P. Villar Alonso (AURENSA)

INDICE

0.	<u>INTRODUCCIÓN</u>	1
0.1.	MARCO GEOGRÁFICO	1
0.2.	ENCUADRE GEOLÓGICO	2
0.3.	TRABAJOS PREVIOS	3
1.	<u>ESTRATIGRAFÍA</u>	4
1.1.	MATERIALES CADOMIENSES.	4
1.1.1.	<u>La Serie Negra</u>	4
1.1.2.	<u>Complejo Magmático de Higuera de la Serena.</u>	5
1.1.2.1.	Granitos biotíticos	6
1.1.2.1.1.	<u>Petrografía</u>	7
1.1.2.1.2.	<u>Deformación</u>	8
1.1.2.1.3.	<u>Geoquímica</u>	9
1.1.2.2.	Dioritas	9
1.1.2.2.1.	<u>Petrografía</u>	9
1.1.2.2.2.	<u>Deformación</u>	10
1.1.2.2.3.	<u>Geoquímica</u>	11
1.2.	MATERIALES VARISCOS.	11
1.2.1.	<u>Sucesión preorogénica</u>	11
1.2.1.1.	Serie Arcósica	12
1.2.1.2.	Ordovícico	14
1.2.1.3.	Devónico	16
1.2.2.	<u>Sucesión sinorogénica</u>	20
1.2.2.1.	Carbonífero	20
1.3.	COBERTERA	22
1.3.1.	<u>Terciario</u>	22
1.3.2.	<u>Cuaternario</u>	23
1.3.2.1.	Coluviones.	23
1.3.2.2.	Conos de deyección.	23
1.3.2.3.	Terrazas	24
1.3.2.4.	Aluviones	24
1.3.2.5.	Barras de arena.	24

2.	<u>ROCAS ÍGNEAS VARISCAS</u>	25
	2.1. VULCANITAS DE ESPARRAGOSA.	25
	2.2. GRANODIORITA DE QUINTANA.	27
	2.2.1. Petrografía	28
	2.2.2. <u>Granodiorita con ortopiroxeno</u>	30
	2.2.2.1. Petrografía	30
	2.2.3. <u>Facies de borde</u>	31
	2.2.3.1. Petrografía	31
	2.2.4. <u>Enclaves microgranudos</u>	32
	2.3. GRANODIORITA DE LOS PEDROCHES	33
3.	<u>ROCAS FILONIANAS</u>	34
4.	<u>GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</u>	35
	4.1. MACROESTRUCTURA GENERAL	35
	4.2. DEFORMACIÓN PRECÁMBRICA.	36
	4.3. DEFORMACIONES PREVARISCAS	37
	4.4. DEFORMACIÓN VARISCA.	38
	4.4.1. <u>Deformaciones principales.</u>	38
	4.4.1.1. Unidad Alóctona	38
	4.4.1.2. Unidad Autóctona	39
	4.4.2. <u>Deformaciones tardías.</u>	41
5.	<u>METAMORFISMO.</u>	43
	5.1. METAMORFISMO REGIONAL CADOMIENSE.	43
	5.2. METAMORFISMO DE CONTACTO CADOMIENSE	44
	5.3. METAMORFISMO REGIONAL VARISCO.	45
	5.3.1. <u>Unidad alóctona</u>	45
	5.3.2. <u>Unidad autóctona</u>	46
	5.4. METAMORFISMO DE CONTACTO VARISCO.	49
	5.4.1. <u>Zona de la Sillimanita</u>	50
	5.4.2. <u>Zona de la Andalucita</u>	50
6.	<u>HISTORIA GEOLÓGICA.</u>	51
7.	<u>BIBLIOGRAFÍA</u>	56

0. INTRODUCCIÓN.

Las presentes Hoja y Memoria constituyen una revisión de las publicadas por el antiguo IGME en 1977, dentro ya de la 2ª Serie del Proyecto MAGNA, en el marco de la realización de la Hoja Geológica a escala 1:200.000 de Pozoblanco (4-9).

0.1. MARCO GEOGRÁFICO.

La Hoja nº 831 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50000 y 13-33 en la numeración del Servicio Geográfico del Ejército, Zalamea de la Serena, se sitúa en el oeste de la Provincia de Badajoz, en la parte meridional de la Comarca de La Serena.

El núcleo de población más importante es Zalamea de la Serena, localidad próxima al borde norte de la Hoja, con unos 6000 habitantes y con una actividad económica predominantemente agrícola. Otras poblaciones de menor importancia son Campillo de Llerena (2500 h.), Higuera de la Serena (2000 h.), Esparragosa de la Serena (1200 h.) y Retamal de Llerena (700 h.).

La morfología es relativamente acusada y está caracterizada por un relieve apalachiano en el que alternan sierras de dirección NO-SE, con las crestas entre 700 y 850 m, y valles suaves con las laderas muy regularizadas. El único río mínimamente importante es el Guadamez, que discurre de sur a norte por la parte occidental de la Hoja y que permanece seco durante la época de estiaje. Es de destacar un pequeño embalse, denominado "La Charca", que se encuentra entre Zalamea e Higuera.

El paisaje vegetal está muy transformado por la acción humana, conservándose poco de la vegetación autóctona, limitada a encinares y monte bajo muy degradado. En general, las zonas altas de las sierras y los terrenos improductivos están ocupados por plantaciones de eucaliptos, mientras que los valles son utilizados para cultivos herbáceos y olivares.

Las comunicaciones dentro de la Hoja son bastante buenas, sustentadas por una red de carreteras asfaltadas relativamente densa y por numerosas pistas y caminos que conducen

a los cortijos y caseríos y que, salvo en época de lluvias, son perfectamente transitables por vehículos convencionales.

0.2. ENCUADRE GEOLÓGICO.

La Hoja se enclava en la parte meridional del Macizo Hespérico y en ella afloran materiales estructurados durante los ciclos Cadomiense y Varisco, escasamente recubiertos por sedimentos detríticos continentales de edad Terciaria y Cuaternaria.

En cuanto a los materiales variscos, en esta Hoja se encuentran problemas en relación con su encuadramiento dentro de las Zonas clásicamente establecidas para el Macizo Hespérico. En efecto, si tomamos los criterios de zonación usados por LOTZE (1945) y admitidos por los autores posteriores (JULIVERT *et al.*, 1974), esencialmente la estratigrafía de los materiales Preordovícicos, la Hoja debe inscribirse en la Zona de Ossa-Morena, puesto que las rocas Precámbricas están constituidas por la Serie Negra, típica de esta Zona. Sin embargo, las rocas Ordovícicas son características de la Zona Centro-Ibérica, tal como las establecen JULIVERT *et al.* (1983), y totalmente distintas de las rocas coetáneas existentes en la Zona de Ossa-Morena *s.s.*; además, las faunas Ordovícicas y Silúricas encontradas en niveles similares a los que aquí afloran, en la Hoja de Adamuz (902) (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1987) revelan unas afinidades paleobiogeográficas centroibéricas muy claras.

Tradicionalmente, esta banda en la que aparecen mezcladas características de ambas Zonas se ha denominado Dominio de Obejo-Valsequillo (DELGADO QUESADA *et al.*, 1977; PÉREZ LORENTE, 1979; APALATEGUI y PÉREZ-LORENTE, 1983; APALATEGUI *et al.*, 1985) y actualmente se considera que constituye el borde meridional de la Zona Centroibérica (APALATEGUI y PÉREZ-LORENTE, *op. cit.*; AZOR, 1995; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 1995; MARTÍNEZ POYATOS, 1997).

0.3. TRABAJOS PREVIOS.

Entre los trabajos anteriores a la realización de la primera versión de esta Hoja MAGNA, referidos directamente al área, cabe citar los de MAAS (1961), FEBREL (1963), FEBREL y SÁENZ DE SANTAMARÍA, (1967), LLOPIS LLADÓ *et al.* (1970), HERRANZ ARAUJO (1970) y RAMÍREZ y RAMÍREZ (1972).

En 1977 se publica la Hoja MAGNA, realizada por SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN, con una cartografía que, en líneas generales, continua siendo válida.

Posteriormente, aparecen una serie de estudios que cubren parte de esta Hoja, entre ellos destacan los de ARRIOLA *et al.* (1983), HERRANZ ARAUJO (1984 y 1985), CASTRO (1987, 1988 y 1990), MARTÍNEZ POYATOS *et al.*(1995) y MARTÍNEZ POYATOS (1997).

1. ESTRATIGRAFÍA

En el ámbito de la Hoja de Zalamea aparecen representados tres grandes grupos de rocas. El primero de ellos está constituido por materiales Precámbricos afectados por la Orogenia Cadomiense; el segundo está formado por rocas Paleozoicas que fueron deformadas y metamorfizadas durante la Orogenia Varisca; y el tercero consiste en una cobertera discontinua de sedimentos continentales Cenozoicos.

1.1. **MATERIALES CADOMIENSES.**

Este grupo de rocas está compuesto por materiales de origen sedimentario que forman parte de la unidad denominada Serie Negra y por un conjunto ígneo, denominado Complejo Magmático de Higuera de la Serena, que se considera tardicadomiense y ha sido atribuido a la Formación Malcocinado (MARTÍNEZ POYATOS, 1997). La Serie Negra fue tectonizada y metamorfizada entre el Precámbrico Superior y el Cámbrico Inferior, mientras que el Complejo Magmático debió intruir al final de este periodo ya que no se encuentra afectado por deformaciones Cadomienses.

1.1.1. La Serie Negra.

Son las rocas más antiguas que aparecen en esta Hoja y afloran exclusivamente en el núcleo del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo, situado al SE de la Hoja. Su nombre se debe a CARVALHOSA (1965), quien lo utilizó por primera vez para referirse a una sucesión de esquistos oscuros, cuarcitas y liditas que encontró en la región de Portel (Portugal). Posteriormente se comprobó que estaba presente en toda la Zona de Ossa-Morena y también en la parte meridional de la Zona Centro Ibérica, siendo éste uno de los afloramientos más septentrionales que se encuentran.

Su edad no se conoce con precisión, no obstante, una edad Precámbrica está asegurada al situarse por debajo del Cámbrico Inferior datado paleontológicamente. Los únicos datos paleontológicos de los que se dispone son de muy dudoso valor y provienen del Anticlinorio

de Olivenza-Monesterio, donde CHACÓN *et al.* (1984) encontraron restos de acritarcos y les atribuyeron una edad Rifeense. Por otra parte, SCHÄFFER *et al.* (1993) han datado radiométricamente los circones detríticos de esta sucesión, encontrando una edad de 565 Ma para los más recientes. Esta edad, Cámbrico Inferior, es difícilmente compatible con las evidencias geológicas regionales.

En la Hoja de Zalamea, la Serie Negra está compuesta esencialmente por esquistos con intercalaciones de cuarcitas laminadas, aunque en la prolongación de estos afloramientos hacia el sur y sureste se encuentran también mármoles. Subyace bajo una fuerte discordancia a la Serie Arcósica o a las cuarcitas Ordovícicas y su base no es visible en ningún punto por lo que no es posible hacer estimaciones de su espesor.

Estas rocas presentan siempre una fuerte fábrica planar o planolinear, subparalela al bandeado litológico, que se encuentra intensamente microplegada, lo que unido a la pésima calidad de los afloramientos impide la reconstrucción de la estructura y, por tanto, el establecimiento de la sucesión estratigráfica. En estas condiciones, nos limitaremos a la descripción de los materiales.

Las rocas más frecuentes son micaesquistos y cuarzoesquistos satinados de color oscuro que al microscopio están compuestos por cuarzo, moscovita, clorita y biotita. Los paragneises son subordinados y están formados por cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita y clorita. Finalmente, las cuarcitas se encuentran en bancos métricos constituidos por una alternancia centimétrica de cuarcitas blancas y negras, y están formadas por cuarzo y pequeños cristales de biotita y mica blanca; el grafito es muy abundante en los tramos de cuarcitas negras. En todos los casos, los minerales accesorios son turmalina, apatito, rutilo, circón y opacos.

1.1.2. Complejo Magmático de Higuera de la Serena.

A pesar de tratarse de rocas ígneas plutónicas, se describe aquí esta unidad por encontrarse en una posición estratigráfica definida, debajo de la discordancia de la Serie Arcósica.

Este conjunto ígneo aflora en una banda (Banda del Guadamez, CASTRO, 1987) de

dirección NO-SE, paralela a las estructuras regionales, que ha sido interpretada como un duplex transcurrente compresivo (CASTRO, op. cit.) o como un anticlinal (Anticlinal del Valle, APALATEGUI *et al.*, 1988). En cualquier caso se trata de rocas ígneas deformadas y metamorfizadas solidariamente con su encajante Paleozoico durante la Orogenia Varisca y sobre las que la Serie Arcósica se dispone discordante, por lo que su edad es, con toda seguridad, Preordovícica.

El conjunto magmático está compuesto por dos unidades: un granito de grano grueso porfídico biotítico y una roca básica diorítica o cuarzodiorítica de grano medio. Ambas unidades están fuertemente deformadas de manera heterogénea y transformadas parcialmente en rocas miloníticas y cataclásticas. Sincinemáticamente a la deformación se produjo una retrogradación metamórfica en las condiciones de la parte baja de los esquistos verdes.

1.1.2.1. Granitos biotíticos.

Estas rocas aparecen en la literatura descritas como granitos pegmatíticos brechoides (SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN, 1977) o como granitos cataclásticos y ortogneises, a veces denominados tipo Palomas, (APALATEGUI *et al.*, 1988). Afloran en bandas alternando con las cuarzodioritas o con la Serie Arcósica, con sus contactos siempre mecánicos o por discordancia respectivamente.

A pesar de que en su mayor parte este granito se encuentra intensamente tectonizado, la deformación se dispone en bandas anastomosadas que dejan cuerpos lenticulares de roca poco o nada deformada. En estas zonas, la roca es un granito biotítico de grano grueso a muy grueso, no orientado, porfídico y con bajo índice de color debido a la escasez de melanocratos. El porfidismo está determinado por fenocristales de feldespato mal definidos y alotriomorfos, con tamaños de 1 a 4 cm. La biotita se encuentra como grandes cristales (hasta 20 mm) alotriomorfos y frecuentemente cloritizados.

En este granito se encuentran algunos enclaves de metasedimentos esquistosos de tamaño métrico, muy corneanizados, que recuerdan a la Serie Negra. Por otra parte, en la zona occidental, aparecen incluidas en estos granitos unas rocas microgranudas de composición

y textura tonalíticas, en cuerpos lenticulares de morfología filoniana y dirección NS.

Recientemente se ha obtenido una datación radiométrica de estos granitos, realizada sobre monocristales de circón por el método SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Micro-Probe*), con un dato de 575 ± 15 M.a. (EGUILUZ, com.pers.), que está plenamente de acuerdo con el carácter Cadomiense de estas rocas.

1.1.2.1.1. Petrografía.

Las rocas menos deformadas presentan una textura granuda alotriomorfa, de grano grueso a muy grueso, inequigranular y porfídica. Están compuestas principalmente por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita; como minerales accesorios se encuentran apatito, circón, allanita y opacos. En las rocas deformadas esta mineralogía está casi totalmente transformada en otra asociación con clorita, sericita, epidota, calcita y mica blanca.

Los fenocristales son siempre de **feldespato potásico** muy perfito, subidiomorfos o alotriomorfos y con abundantes inclusiones de plagioclasa, cuarzo y biotita, sobre todo en su parte externa; suelen presentar las maclas de Carlsbad y de la microclina. También se encuentra abundante feldespato potásico en la matriz como cristales pequeños alotriomorfos y pobres en inclusiones. En todos ellos suelen desarrollarse lóbulos mirmequíticos en contacto con plagioclasas.

El **cuarzo** está generalmente muy deformado y recrystalizado, pero cuando esto no ocurre, se encuentra en grandes cristales intersticiales con inclusiones de agujas de apatito. Ocasionalmente puede formar intercrecimientos gráficos con el feldespato potásico.

La **plagioclasa**, de composición oligoclásica, forma cristales alotriomorfos o subidiomorfos, sin zonado visible y con la macla de la albita. Se presenta siempre libre de inclusiones pero suele estar fuertemente alterada a sericita.

La **biotita**, marrón parda, aparece siempre en grandes cristales alotriomorfos con algunas inclusiones de circón y opacos. Incluso en las rocas menos deformadas, se encuentra parcial o totalmente cloritizada.

1.1.2.1.2. Deformación.

Las rocas deformadas presentan texturas cataclásticas, miloníticas o ambas a la vez, siendo, en este último caso, la cataclasis posterior a la deformación dúctil. En general y de manera no excluyente, las rocas cataclásticas se encuentran en la mitad occidental del macizo y las miloníticas en la oriental.

Al microscopio, la **cataclasis** se expresa en bandas de trituración formadas por una pasta verdosa criptocristalina y numerosos porfiroclastos de cuarzo y feldespato potásico muy fracturados. La plagioclasa puede sobrevivir también como porfiroclastos fracturados, pero normalmente se transforma totalmente en sericita y desaparece. La biotita desaparece prácticamente siempre, transformándose en clorita e incorporándose a la matriz. En estas rocas es frecuente el desarrollo de venas de dilatación con relleno de fibras de clorita y cuarzo, y, a veces, cristalización de masas irregulares de epidota y calcita procedentes de alteración de plagioclasas.

Las **milonitas** se desarrollan en diversos grados y en ellas se encuentran normalmente microestructuras SC (BERTHÉ *et al.*, 1979) y ECC (PLATT, 1984), mostrando los minerales una intensa deformación dúctil y, en algún caso (plagioclasa), fracturación. El cuarzo desarrolla texturas en mosaico de grano fino y muy fino, aunque los antiguos cristales que quedan como porfiroclastos muestran extinción ondulante, subgranos y recristalización parcial en los bordes de grano, formando texturas manto-núcleo. El feldespato potásico permanece como porfiroclastos deformados, con extinción ondulante y maclas mecánicas; frecuentemente experimentan recristalización en los bordes de grano y forman sistemas porfiroclásticos con manto de tipo σ (PASSCHIER y SIMPSON, 1986). La plagioclasa, en los pocos casos que permanece inalterada, presenta intensa cataclasis. La biotita se transforma en un agregado de grano fino de clorita y opacos (ilmenita) que, por aplastamiento y estiramiento se incorpora a la matriz milonítica. Esta matriz se dispone en bandas submilimétricas (planos C macroscópicos) que rodean los porfiroclastos, y está compuesta por un agregado granolepidoblástico de grano muy fino de clorita, sericita y cuarzo.

1.1.2.1.3. Geoquímica.

1.1.2.2. Dioritas.

Las rocas dioríticas afloran en bandas subparalelas a la estructura en la mitad oriental del macizo, aunque la mayoría de sus contactos con el granito biotítico son mecánicos y, por tanto, esta disposición es un efecto de la deformación Varisca.

Han sido descritas como dioritas y cuarzodioritas por ARRIOLA *et al.* (1983), como metabasitas por CASTRO (1987) y como dioritoides por SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1977). Son rocas de grano medio y fino-medio, de color oscuro y homogéneas. En otros casos, cuando están deformadas, tienen aspecto esquistoso y colores verdes. No se han encontrado enclaves en ellas. En los contactos con los granitos que no son mecánicos, puede encontrarse una facies de grano fino y microporfídica, que podría corresponder a una facies de borde de enfriamiento rápido, sugiriendo que son posteriores a los granitos biotíticos. Son rocas muy similares a los granitoides deformados de Palomas, que se encuentran en la Hoja de Oliva de Mérida (804) (APALATEGUI *et al.*, 1988) y que han sido recientemente datados por el método Rb-Sr por MARTÍNEZ POYATOS (1997). Este autor obtiene dos isocronas de 532 ± 180 Ma y 576 ± 86 Ma que carecen de precisión, pero que no están en desacuerdo con el carácter Precámbrico de estas rocas.

En general, presentan casi siempre deformación en distintos grados, dispuesta en bandas de cizalla de dirección NO-SE. Las rocas poco deformadas muestran una fábrica penetrativa pero discontinua, definida por la orientación preferente de anfíboles y, en menor medida, de las plagioclasas. Las más deformadas son milonitas y ultramilonitas y tienen el aspecto de esquistos verdes, con una fábrica planolinear muy penetrativa y continua.

1.1.2.2.1. Petrografía.

Las muestras menos deformadas presentan texturas ofíticas y subofíticas, hipidiomorfos de grano medio subequigranulares. Están compuestas por un entramado de cristales automorfos de plagioclasa, anfíbol hornbléndico y, en algunos casos, clinopiroxeno (augita) y biotita; el cuarzo, y ocasionalmente el feldespato potásico, se encuentran como minerales xenomorfos intersticiales, siempre muy poco abundantes. Como minerales accesorios aparecen apatito, circón y abundantes opacos. Desde el punto de vista modal estas rocas

se clasifican como dioritas, cuarzodioritas y tonalitas.

La **plagioclasa** es de composición oligoclasa-andesina y se encuentra en cristales euhedrales de hábito tabular y con las maclas de albita y/o Carlsbad. Son pobres en inclusiones, pero pueden contener algún cristal de piroxeno. En general, están parcialmente saussuritizadas y en los casos más deformados, totalmente transformadas en un agregado de mica blanca, epidota, zoisita y calcita.

El **anfíbol** es una hornblenda marrón o verde que aparece en cristales euhedrales zonados, aunque generalmente está afectado total o parcialmente por transformaciones a anfíboles actinolíticos o a clorita.

Los **clinopiroxenos** se encuentran en pocas muestras y están frecuentemente blindados por una corona de anfíbol marrón. En otros casos forman pequeñas inclusiones en anfíboles y plagioclasas.

La **biotita** no se encuentra en todas las muestras y en muchas de ellas es un mineral accesorio. Aparece en cristales de tamaño grande, anhedral o subhedral, de cristalización posterior a plagioclasa y anfíbol. Suele estar casi totalmente cloritizada.

El **feldespato potásico** es accesorio o inexistente y se encuentra como fase intersticial posterior al cuarzo, del que contiene inclusiones. No presenta maclas.

El **cuarzo** se encuentra en pequeñas proporciones en casi todas las muestras como mineral intersticial.

El **apatito** forma cristales prismáticos de tamaño considerable y los **opacos** son muy abundantes y suelen desarrollar coronas de esfena.

1.1.2.2.2. Deformación.

Estas rocas están deformadas en condiciones dúctiles y sólo esporádicamente presentan cataclasis importante.

Debido a su composición máfica, las dioritas sufren con la deformación más transformaciones minerales que los granitos, desarrollando una nueva asociación mineral que cristaliza sincinemáticamente, definiendo la fábrica y produciendo texturas lepidoblásticas.

Los únicos minerales que sobreviven parcialmente a la deformación son los anfíboles hornbléndicos, que permanecen como porfiroclastos con los bordes más o menos transformados en anfíboles fibrosos (actinolita-tremolita) y con morfologías sigmoidales. El resto de los minerales, en las dioritas milonitizadas, se transforma totalmente en un agregado granolepidoblástico compuesto de cuarzo, sericita, clorita, epidota, zoisita y actinolita, que constituye la matriz milonítica.

Estas rocas son siempre milonitas tipo II (LISTER y SNOKE, 1984), caracterizadas por una única fábrica planar que rodea a porfiroclastos con mantos asimétricos, en este caso anfíboles. Es frecuente el desarrollo de venas extensionales rellenas de un agregado de clorita y epidota.

1.1.2.2.3. Geoquímica.

1.2. **MATERIALES VARISCOS.**

Las rocas del ciclo Varisco se disponen discordantes sobre los materiales Cadomienses y constituyen una sucesión estratigráfica que abarca desde el Cámbrico-Ordovícico Inferior hasta el Carbonífero Inferior, con importantes lagunas en el Ordovícico Superior y Silúrico y en el Devónico Superior. Teniendo en cuenta los movimientos orogénicos Variscos, resulta conveniente discriminar una sucesión preorogénica de otra sinorogénica, restringida a los materiales del Carbonífero Inferior.

1.2.1. Sucesión preorogénica.

La sucesión preorogénica comprende tres grupos que tienen carácter de unidades tectosedimentarias y que se encuentran separados por discordancias.

1.2.1.1. Serie Arcósica.

Denominamos Serie Arcósica a un conjunto detrítico dominado por facies arenosas que se dispone discordante sobre las rocas de ciclo Cadomiense y, cuando la estructura lo permite, bajo las series cuarcíticas del Ordovícico. Esta discordancia es de primer orden y registra el fin de la Orogenia Cadomiense, fosilizando la deformación, el metamorfismo y el magmatismo asociados a ella.

La edad de estos materiales no está determinada debido a que no se han localizado fósiles, excepto pistas banales y *scolithos* (HERRANZ, 1985). En las Hojas adyacentes de Castuera (805), Oliva de Mérida (804) y Valsequillo (857), INSÚA *et al.* (1990-1991), APALATEGUI *et al.* (1988) y CONTRERAS *et al.* (1989-1990), de la misma manera que HERRANZ (*op. cit.*), atribuyen estos materiales al Tremadoc por "correlación con otras rocas similares" y por su posición bajo la Cuarcita Armoricana que, como ocurre en la Sierra de Guadamez, se dispone paraconcordantemente. Sin embargo, también es posible correlacionar esta Serie, por las mismas similitudes litológicas, con la Formación Torrearboles (LIÑÁN, 1978) de edad Cámbrico Inferior, presente en toda la Zona de Ossa-Morena. En este estudio no se aportan nuevos datos paleontológicos y, por tanto, la incertidumbre se mantiene, por lo que preferimos atribuir esta unidad al amplio intervalo que va desde el Cámbrico Inferior al Ordovícico Inferior.

Se encuentra en tres afloramientos o grupos de afloramientos, a saber: en el núcleo del Anticlinal de la Sierra del Oro, en el borde centro-oriental de la Hoja; en el núcleo del Anticlinal de Peraleda, en el ángulo suroriental; y en varios afloramientos de la estructura antiformal de Higuera de la Serena, en el cuarto noroccidental.

Las facies presentan ligeras variaciones de unos afloramientos a otros, pero puede decirse que, en general, están compuestas por areniscas feldespáticas, conglomerados y cuarcitas

con escasas intercalaciones pizarrosas.

En los núcleos de los Anticlinales de la Sierra del Oro y de Peraleda, esta Serie se encuentra en depresiones topográficas determinadas por los relieves cuarcíticos circundantes, por lo que los afloramientos son dispersos y de mala calidad. Por otra parte, en las cuñas situadas en la estructura antiformal de Higuera, los materiales están muy tectonizados desarrollando fábricas miloníticas. Únicamente en el ángulo noroccidental de la Hoja, en la Sierra de Guadamez, la Serie Arcósica está bien expuesta y libre de deformaciones.

En esta última zona se reconoce un tramo basal, de unos 100 m de espesor, formado por areniscas de grano grueso y abundantes niveles de conglomerados con cantos de hasta 10 cm de diámetro, organizados en cuerpos canalizados con estratificación cruzada en surco de gran escala. El tramo superior tiene aquí un espesor de más de 150 m y está compuesto por areniscas de grano fino y medio con pasadas estrechas de conglomerados con cantos de entre 2 y 4 cm; se reconocen unidades separadas por superficies erosivas planares sobre las que yacen cantos más gruesos aislados, a modo de tapiz de gravas, que muestran una tendencia general granodecreciente y con estratificaciones cruzadas en surco y planares.

En conjunto puede interpretarse como un medio deposicional continental, que comienza por canales fluviales de alta energía y que evoluciona a una amplia llanura aluvial en la que se desarrollan canales trenzados de fondo plano con barras arenosas que migran lateral y longitudinalmente. APALATEGUI *et al.* (1988) deducen en la Hoja vecina de Oliva de Mérida (804) unas direcciones de aporte procedentes del oeste, drenando un macizo granítico. Esta idea está de acuerdo con la composición granítica y de cuarzo filoniano de los cantos de los conglomerados y con la gran abundancia de feldespato potásico en las areniscas feldespáticas, por lo que cabe suponer que los actuales granitos de Higuera de la Serena constituyeron en esta época un macizo elevado que era drenado por sistemas fluviales y aluviales. Si esto es cierto, proporciona una estimación de la importancia del intervalo temporal entre la intrusión de los granitoides de Higuera y el depósito de la Serie Arcósica.

En los afloramientos del núcleo del Anticlinal de Peraleda, los conglomerados son mucho más escasos y se caracterizan por un espectro composicional de sus cantos totalmente distinto a los comentados en el párrafo anterior. Aquí, son prácticamente siempre metamórficos, predominando las cuarcitas, muchas veces negras, aunque también abundan

los esquistos, como corresponde al sustrato sobre el que yacen. Esto implica que se trata también de sedimentos muy proximales y, seguramente, continentales.

En el núcleo del Anticlinal de la Sierra del Oro no se han localizado conglomerados y las facies son arenosas, en general muy deformadas.

Las cuñas pinzadas entre los granitos de Higuera de la Serena muestran una sucesión algo diferente, sobre todo en las tres situadas en la parte meridional de la estructura. En esta zona la serie comienza por areniscas feldespáticas de grano medio, a veces microconglomeráticas, y evoluciona rápidamente hacia arriba a unas alternancias de cuarcitas en bancos métricos con algunos niveles pizarrosos decimétricos. Debido a la deformación no se reconocen estructuras sedimentarias, pero la evolución litológica sugiere un cambio a condiciones litorales similar al que se interpreta para las cuarcitas Ordovícicas situadas a techo. En las cuñas situadas en la parte norte de la banda, las litologías son más parecidas a las de la Sierra de Guadamez, con microconglomerados y areniscas feldespáticas de grano grueso, ausencia de cuarcitas, y estratificaciones cruzadas en surco de gran escala.

En muestra de mano, las rocas pertenecientes a esta unidad se caracterizan por colores blanquecinos o amarillentos. Al microscopio se observa que contienen siempre una gran cantidad de feldespato potásico, generalmente microclina, mientras que la plagioclasa es subordinada o está ausente. Los fragmentos de roca son escasos, excepto en el Anticlinal de Peraleda, y normalmente son de rocas volcánicas ácidas o chert. Es frecuente la presencia de cuarzo volcánico con golfos de corrosión y abundante moscovita clástica. La matriz, cuando no está recristalizada, es de composición sericítica o cuarzosericítica. Los cantos de los conglomerados son siempre redondeados o subredondeados, predominando los de cuarzo y granito en la parte norte y los metamórficos y de rocas volcánicas ácidas en la parte sur.

1.2.1.2. Ordovícico.

Sobre los materiales anteriores se encuentra una sucesión predominantemente cuarcítica que se correlaciona, a escala regional, con la Cuarcita Armoricana, típica de la Zona Centro-Ibérica.

Esta unidad aflora en los flancos del Anticlinal de Peraleda y en la Sierra de Guadamez, que constituye el flanco sur de la estructura de Higuera de la Serena, con características similares, y también en los flancos del Anticlinal de la Sierra del Oro, donde presenta facies y espesores sensiblemente distintos.

El contacto inferior de la unidad es claramente discordante en el Anticlinal de Peraleda, donde llega a apoyarse directamente sobre la Serie Negra; es aparentemente concordante sobre la Serie Arcósica en la Sierra de Guadamez y es de naturaleza desconocida en la Sierra del Oro debido a que no ha podido reconstruirse la estructura de la Serie Arcósica en esta zona. A pesar de todo, el contacto inferior se ha representado como una discordancia en la cartografía para reflejar el carácter fuertemente transgresivo de estos materiales en toda la Zona Centro Ibérica.

La asignación de estos niveles cuarcíticos al Ordovícico no está sustentada paleontológicamente en ningún punto de la región. Ni en ésta, ni en ninguna de las Hojas vecinas han aparecido restos con interés bioestratigráfico. No obstante, las pistas fósiles son muy abundantes en algunos niveles, lo que es característico de las facies tipo Cuarcita Armoricana, y permiten, junto a la similitud litológica, establecer razonablemente la correlación con las cuarcitas del Arenig de la Zona Centro Ibérica.

En la sierra de Guadamez se encuentra una sucesión formada por un tramo basal, de unos 85 m, constituido por cuarcitas feldespáticas blancas en bancos de decimétricos a métricos, con algunas intercalaciones pizarrosas centimétricas. Los bancos de cuarcita presentan estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo y laminación cruzada de ripples de oscilación, y pueden interpretarse como megaripples (barras) que migraban en ambientes marinos someros. Por encima puede distinguirse un segundo tramo de unos 150 m, formado por una alternancia de niveles cuarcíticos de color blanco o gris, de espesor centimétrico y con laminación paralela y cruzada, con niveles pizarrosos de escala

decimétrica, que correspondería a facies de interbarra. A techo aparece un tercer tramo de unos 70 m, con bancos métricos de cuarcitas blancas, con estratificación cruzada y bioturbación y algún nivel pizarroso subordinado; este tramo parece corresponder a una superposición de facies de barra e interbarra. En conjunto, en esta zona la unidad tiene un espesor algo superior a los 300 m y parece depositada en un medio marino muy somero que representa una transgresión frente a la unidad infrayacente.

Al sureste, en los flancos del Anticlinal de Peraleda, la sucesión es similar a la descrita en el párrafo anterior. La diferencia más importante es que el espesor total es mucho mayor, de algo más de 1000 m, fundamentalmente por la presencia de un cuarto tramo constituido por una alternancia de pizarras con niveles cuarcíticos centimétricos y decimétricos, entre la que se intercalan algunos bancos plurimétricos de cuarcitas. No puede descartarse que una parte de estas pizarras sean ya de edad Silúrica, aunque las facies no son las características de este periodo en la Zona Centro Ibérica.

En la Sierra del Oro, los materiales Ordovícicos comienzan por un potente (>500 m) paquete de cuarcitas blancas feldespáticas, organizadas en bancos métricos con frecuentes amalgamaciones y con estratificación cruzada planar de gran escala. Por encima se encuentra otro tramo de unos 1000 m, constituido por alternancias de bancos métricos de cuarcitas blancas y grises con niveles pizarrosos, también con algunas intercalaciones cuarcíticas decimétricas y centimétricas. Las facies parecen similares a las que se encuentran en los otros afloramientos de la Hoja, sin embargo, la potencia es mucho mayor por lo que debe tratarse de una zona más subsidente que las anteriores.

1.2.1.3. Devónico.

Las rocas atribuidas al Devónico constituyen la mayor parte de los afloramientos de la Hoja y forman un potente conjunto litológicamente muy variado. Se encuentran tanto en la unidad alóctona como en la autóctona, con características litológicas y de facies muy similares.

En la unidad alóctona, que aflora en el ángulo suroccidental de la Hoja, se encuentra una sucesión formada principalmente por esquistos micáceos y niveles cuarcíticos de color

blanco, con algunas intercalaciones de calcoesquistos y calizas. SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1977) citan en estos últimos materiales la presencia de *Acrospirifer* cf. *fallax* GIEBEL y *Fimbrispirifer* sp., además de briozoos, crinoides y ostrácodos, que permiten datar estas rocas como Emsiense Inferior. La complejidad estructural y metamórfica que presentan estas rocas impide precisar sus características estratigráficas.

Por el contrario, en la unidad autóctona el menor grado de deformación permite seguir los niveles más conspicuos y reconstruir la estructura con bastante fiabilidad, por lo que es posible medir los espesores conservados, aunque nunca se encuentran techo y muro estratigráficos. Así, en la Escama de Retamal se encuentra un conjunto de cerca de 1500 m de espesor, en la parte más potente de la Escama de Mingorrubio tiene más de 5500 m, incluyendo algo más de 2000 m de rocas volcánicas, en el flanco sur del Anticlinal de Peraleda hay unos 2500 m aflorantes, y al norte de la estructura antiformal de Higuera unos 1700 m. Estos espesores podrían verse rebajados si existieran cabalgamientos menores que no han sido localizados. En conjunto, puede decirse que se trata de una potente sucesión que podría llegar a alcanzar en algunos puntos los 6000 m.

En toda la Hoja los materiales Devónicos forman un conjunto muy variado en el que predominan los tramos cuarcíticos, aunque también se encuentran tramos pizarrosos, acompañados de niveles de otros tipos litológicos tales como conglomerados y microconglomerados, areniscas más o menos grauváquicas y también arcósicas y ferruginosas, calizas bioclásticas y todas las litologías asociadas a los complejos volcánicos, desde rocas granudas a epiclásticas. Tanto las rocas carbonatadas como las detríticas contienen abundante fauna, de la que SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1977) citan *Favosites reticulata* BLAIN, *Favosites alveolari* GOLD, *Fenestella antigua* GOLD, *Dalmanella opercularis* VERN-KEYS, *Histerolites histericus* BARROIS, *Histerolites venus* D'ORD, *Acrospirifer paradoxus* SCHET, *Sieberella costata* GIEBEL, *Costispirifer ferronensis* COMPTE, *Meganteris inornata* D'ORD, *Combophylum leonunse* VER-HAV, *Proterocrinites* sp., *Tentaculites* sp., *Ormoceras* sp., *Camarotoechia* sp., *Schizophoria* sp. y *Spirifer* sp., mediante los cuales puede asignarse la serie al Devónico Inferior y Medio.

Su base sólo aflora en el cierre periclinal cartográfico del Anticlinal de Peraleda, donde parece discordante sobre los materiales Ordovícicos. Al sur de Campillo, ya en la Hoja de Maguilla (856), también se ha reconocido una discordancia bajo el Devónico, lo que unido

a la falta de sedimentos Silúricos en toda la región inmediata, permite aventurar una discordancia generalizada del Devónico Inferior.

Las cuarcitas forman bancos de potencia métrica a decamétrica, de colores claros y a menudo blancos. Las areniscas ferruginosas son muy características, se encuentran en niveles métricos y tienen tonos rojizos, con aspecto acaramelado. Los conglomerados se encuentran intercalados en la serie y forman lentejones de poca potencia y escasa continuidad lateral; los cantos son subangulosos y principalmente cuarcíticos. En algunos casos, como en los niveles situados en el paraje de Valdecigüena, al oeste del Guadamez, los cantos llegan a alcanzar los 10 cm de diámetro. Las calizas se encuentran en niveles métricos que pueden seguirse a lo largo de kilómetros, son de color gris y muy ricas en fósiles. Las pizarras y filitas, normalmente algo arenosas y que suelen pasar gradualmente a términos grauváquicos finos, son de colores grises o violáceos.

En todas las rocas detríticas los clastos más abundantes son los de cuarzo, que muestran distintos grados de redondeamiento, los feldespatos son normalmente muy escasos y mayoritariamente plagioclasas. También son muy frecuentes las micas clásticas, sobre todo la moscovita, aunque también se encuentra biotita muy alterada y, ocasionalmente, clorita. La matriz está normalmente poco recristalizada y es de composición illítico sericítica, siempre pobre en clorita. Algunas areniscas tienen cemento carbonatado.

Las calizas son siempre clásticas y generalmente bioclásticas, con cemento esparítico más o menos recristalizado. En algunos casos se encuentra matriz micrítica. No se encuentran procesos de dolomitización. Tienen abundantes restos de crinoides, briozoos, ostrácodos, braquiópodos, gasterópodos y lamelibranquios.

Las rocas volcánicas se encuentran en todas las escamas excepto en la banda situada al norte de la estructura antiformal de Higuera, aunque en su prolongación hacia el sureste, en la Hoja de Monterrubio (832), si aparecen. Se encuentran en varios macizos intercalados concordantemente en la serie sedimentaria. Son predominantemente de composición básica, excepto dos tramos riolíticos, situados a techo, que han sido representados en la cartografía.

Aparecen en facies subvolcánicas, volcánicas y vulcanoclásticas, siendo los más frecuentes

los materiales lávicos, a veces con estructuras *pillow*. También son abundantes las brechas hidromagmáticas, formadas por fragmentos angulosos de rocas volcánicas y sedimentarias cementados por una matriz volcánica vítrea. En algunos casos, como en el pequeño macizo que aflora en el cortijo de Los Ojuelos, al sur de la Sierra de Argallón, se trata de rocas granudas, probablemente intrusivas subvolcánicas.

Todas estas rocas están variablemente afectadas por deformaciones y retrogradaciones causadas por los eventos variscos. Cuando no están transformadas, las lavas están constituidas por cristales tabulares y aciculares de plagioclasa, a veces formando agregados glomeroporfídicos, junto a clinopiroxenos normalmente alterados a clorita, en una matriz cripto o microcristalina procedente de la recristalización del vidrio volcánico. Las variedades más cristalinas están compuestas por cristales tabulares de plagioclasa y clinopiroxeno con texturas intergranulares, ofíticas y subofíticas. Se trata pues de lavas basálticas y doleritas y, en algún caso, microgabros. Las transformaciones mineralógicas más frecuentes tienen que ver con la retrogradación asociada al metamorfismo Varisco, produciéndose albita, clorita, calcita, epidota, anfíbol, esfena y opacos como productos secundarios.

Las riolitas son rocas porfídicas formadas por microfenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y clorita en una matriz microcristalina de cuarzo, plagioclasa y clorita.

1.2.2. Sucesión sinorogénica.

A escala regional, los materiales sinorogénicos variscos abarcan un conjunto de sedimentos marinos y continentales, variablemente afectados por las deformaciones y el metamorfismo variscos, con edades que van desde el Devónico Superior hasta el Estefaniense.

Estos materiales se encuentran en sinclinales estrechos y alargados, excepto en el valle de los Pedroches, que tradicionalmente han sido denominados cuencas, aunque en la mayoría de los casos es muy probable que existiera una continuidad entre unos y otros sinclinales, formando una cuenca marina única, tal como fue ya indicado por GABALDÓN *et al.* (1983).

QUESADA *et al.* (1990) clasifican estos depósitos, relacionándolos con los procesos tectónicos, en tres grupos:

- Cuencas de antepaís rellenas de *flyshs* y molasas.

- Cuencas intramontañosas sinorogénicas.

- Cuencas intramontañosas tardiorogénicas.

Los sedimentos sinorogénicos que aparecen en esta Hoja pertenecen al primer grupo y forman parte de los denominados cinturones de los Pedroches y del Guadiato, que constituyen los mayores y más nororientales afloramientos de Carbonífero de la Zona de Ossa-Morena.

1.2.2.1. Carbonífero.

En la Hoja de Zalamea, las rocas Carboníferas sinorogénicas se encuentran en dos conjuntos de afloramientos: el Sinforme de Campillo de Llerena, al SO, y en ambos flancos del Anticlinal de la Sierra del Oro, al NE, formando parte del cinturón de los Pedroches. Los materiales del Sinforme de Campillo se encuentran sobre la unidad alóctona, mientras que los de los Pedroches se sitúan en la unidad autóctona.

En los afloramientos de los Pedroches, los materiales Carboníferos están formados por pizarras con laminaciones arenosas y se encuentran fuertemente afectados por el metamorfismo de contacto del Batolito de los Pedroches y del Plutón de Quintana, por lo que están transformados en corneanas y pizarras mosqueadas. En las zonas menos afectadas, se presentan como una serie rítmica caracterizada por alternancias milimétricas y centimétricas de pizarras y grauvacas de grano fino, con estructuras sedimentarias como laminación cruzada, laminación paralela y *ripples*.

Los afloramientos de Campillo, situados al suroeste, forman dos pequeños sinclinales que probablemente corresponden a pliegues de segundo orden de un sinclinorio mayor cortado por la falla de Campillo. La potencia máxima medida es de poco más de 300 m.

La serie suele comenzar por areniscas de grano medio y grueso con intercalaciones delgadas de conglomerados y se continua con materiales limolíticos y lutíticos que alternan

con tramos areniscosos. También se encuentran lentejones calcáreos intercalados que llegan a constituir tramos cartografiados de hasta 15-20 m de espesor. En el flanco norte del Sinclinatorio se han cartografiado unos niveles volcánicos compuestos por lavas basálticas, tobas y riolitas que, en función del bajo grado de deformación que las afecta y en la ausencia de metamorfismo, contrastando con las rocas volcánicas Devónicas, han sido atribuidas al Carbonífero.

Las areniscas son las rocas más abundantes y son predominantemente de grano medio y grueso con matriz arcillosa escasa. Presentan un espectro composicional de clastos muy variado, entre los que se incluyen cuarzo, feldspatos, micas, fragmentos de rocas metamórficas muy diversos, fragmentos de fósiles, ooides e intraclastos. Tanto las lutitas como las areniscas de grano fino tienen material arcilloso no recristalizado y contienen abundante materia carbonosa que les da un aspecto oscuro.

Las calizas son principalmente oolíticas, normalmente oosparitas, aunque también se encuentran bioclásticas. SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1977) citan en estas rocas la presencia de *Endothira bowmani* PHILLIPS, *Tetrataxis conica* EHRENBERG, *Tuberitina bulbacea* GALLOWAY y HARLTON, *Archaeodiscus karrery* BRADY, *Girvanella* sp. y *Paraendothyra* sp., además de restos de crinoides y briozoos no clasificables. Esta fauna indica una edad Viseense para estos materiales.

1.3. COBERTERA.

Los sedimentos de la cobertera son muy escasos y desigualmente repartidos. Están constituidos por materiales detríticos relacionados con la morfología y la red fluvial actual. Se han distinguido unos depósitos de piedemonte, que están siendo diseccionados por la red fluvial, y que se consideran de edad Terciaria, y otros sedimentos, actuales o subactuales, formados por depósitos aluviales y de ladera que se consideran Cuaternarios.

1.3.1. Terciario.

Relacionados con los relieves cuarcíticos del oriente de la Hoja y también con la Sierra de

Velilla, al suroeste de Retamal, se encuentran unos depósitos de piedemonte que sólo alcanzan una representación importante en el Valle del Zaucejo. Estos depósitos conservan parcialmente la morfología original, con restos de un techo plano que constituye una superficie de glacis y que, a escala regional, se han denominado rañas. Su espesor es muy variable, no superando normalmente los 10 m, aunque muy frecuentemente no alcanzan 1 m.

Fosilizan un paleorelieve y un manto de alteración desarrollado sobre los materiales paleozoicos que, en los casos más favorables como granitos y areniscas feldespáticas, presenta un espesor de varios metros y es rico en caolín y pirofilita.

Están formados por depósitos detríticos muy groseros, constituidos por conglomerados y areniscas con matriz arcillosa de un color rojo característico. Los cantos de los conglomerados son muy redondeados y están formados casi exclusivamente por cuarcitas, disponiéndose en cuerpos canaliformes de escasa potencia y también como tapices de gravas sobre superficies de erosión. Las arenas muestran un espectro composicional más amplio, con abundantes fragmentos de rocas, y forman cuerpos lentejonares de escaso espesor y continuidad lateral.

Una característica importante, sobre todo en los piedemontes más desarrollados (Valle del Zaucejo), es la presencia en las partes distales de abundantes costras calcáreas de origen edáfico.

El modelo deposicional se ajusta bastante al modelo de abanicos aluviales que desembocan en llanuras aluviales, con depósitos desorganizados y poco seleccionados (*debris flow*) en las zonas proximales y materiales más finos, surcados por canales efímeros, en las distales. Estos sistemas deposicionales son característicos de climas semiáridos con fuertes lluvias muy localizadas en el tiempo.

No se han encontrado restos fósiles que permitan datar estos materiales. No obstante, el fuerte color rojo que caracteriza estas formaciones permite correlacionarlas por criterios paleoclimáticos con unidades del Mioceno Inferior que se encuentran abundantemente en las cuencas Terciarias continentales de la península.

1.3.2. Cuaternario.

Los sedimentos más recientes que se encuentran en la Hoja se disponen en relación a los principales relieves cuarcíticos como depósitos de ladera, y en los cauces de los sistemas fluviales como depósitos aluviales. En función de su génesis, se han diferenciado en la cartografía varios tipos:

1.3.2.1. Coluviones.

Aunque son muy abundantes en todas las laderas de las sierras, alcanzan su mayor desarrollo en los relieves asociados a las cuarcitas Ordovícicas. Son materiales muy groseros formados por cantos angulosos y heterométricos de cuarcita englobados en una matriz arenoso-arcillosa.

1.3.2.2. Conos de deyección.

Se ha cartografiado un pequeño cono en la desembocadura de un arroyo en la margen izquierda del Guadamez.

1.3.2.3. Terrazas.

Se encuentran en las márgenes del río Guadamez y en las del arroyo del Lobo. Aparentemente se trata de un único nivel de terrazas situado a unos 2-3 m sobre el nivel actual de los ríos. Son depósitos de limos y arcillas con algunas intercalaciones de gravas y arenas en cuerpos canaliformes.

1.3.2.4. Aluviones.

Tienen cierta representación en los cauces de las corrientes fluviales más importantes. Están formados por depósitos muy heterogéneos, desde bloques de hasta 50 cm hasta

material arcilloso, pasando por gravas, arenas y limos. En las zonas de llanura de inundación su composición es fundamentalmente limosa.

1.3.2.5. Barras de arena.

Sólo tienen importancia en el río Guadamez. Son depósitos actuales que se modifican todos los años en los que hay crecidas. Se encuentran en el propio cauce del río y tienen morfología de barras alargadas longitudinalmente al cauce. Están compuestos por arenas bien seleccionadas con algún lentejón de gravas intercalado.

2. ROCAS ÍGNEAS VARISCAS.

Todas las rocas ígneas Variscas que afloran en esta Hoja forman parte del Batolito de los Pedroches. Aquí, pueden distinguirse tres unidades: la Granodiorita de los Pedroches *s.s.*, que aflora escasamente en el ángulo nororiental, la mitad meridional del Plutón de Quintana, que aflora en esta zona como macizos discontinuos, y un conjunto volcánico dacítico, anterior a los granitoides, que parece estar en relación con las granodioritas.

2.1. **VULCANITAS DE ESPARRAGOSA.**

Estas rocas afloran en la parte centro norte de la Hoja, entre Zalamea y Esparragosa, y se encuentran casi totalmente incluidas en el plutón de Quintana, que las intruye y metamorfiza. Sus afloramientos son malos en general, encontrándose muy alteradas y desarrollando potentes suelos que son intensamente utilizados para cultivos herbáceos. El contacto con las rocas paleozoicas no ha sido observado; el contacto con la granodiorita está muy bien expuesto en la nueva carretera de Azuaga, aproximadamente a 1 Km al sur de Zalamea, donde se observan filones y bolsadas de inyección de la granodiorita en las rocas volcánicas y algunos enclaves de éstas en la primera.

Forman un complejo volcánico de carácter predominantemente dacítico, formado esencialmente por rocas lávicas y volcanoclásticas con algunas intercalaciones decimétricas de tobas y cineritas algo más ácidas. Aunque no es posible cartografiar niveles, algunas trazas fotogeológicas de capa dibujan un trazado sinuoso, compatible con un plegamiento recto y relativamente abierto de dirección NO-SE, coaxial con los pliegues Variscos del encajante, por lo que puede deducirse que los últimos plegamientos Variscos afectaron a esta unidad. Por otra parte son evidentes los efectos del metamorfismo de contacto de la Granodiorita de Quintana sobre estas rocas, tal como ya pusieron de manifiesto *ARRIOLA et al.* (1983).

Las lavas dacíticas son la litología dominante y se encuentran en grandes paquetes con estructuras fluidales, seguramente coladas. Algunas muestras pueden clasificarse como andesitas sin cuarzo libre. En fresco son de color negro y muy duras. Macroscópicamente

son rocas criptocristalinas microporfídicas, destacando los cristales milimétricos de plagioclasa que presentan una distribución irregular, dispuestos en bolsadas alargadas y en lechos. También es frecuente observar microfenocristales de biotita, aunque en menor proporción que los de plagioclasa y, en algunos casos, de cuarzo.

Al microscopio las rocas menos transformadas presentan una textura holocristalina afanítica y porfídica, con microfenocristales de tamaño entre 0.3 y 2 mm de plagioclasa idiomorfa (oligoclasa-andesina), anfíbol, normalmente retrogradado, cuarzo y, en ocasiones, biotita; muy raramente se encuentra algún cristal de ortopiroxeno. La matriz es microcristalina o criptocristalina, compuesta por plagioclasa, cuarzo y clorita principalmente. Los accesorios más frecuentes son circón, apatito e ilmenita.

Las rocas **volcanoclásticas** se caracterizan por la presencia de microfragmentos de rocas predominantemente andesíticas, pero también dacíticas y metamórficas, sobre todo cuarcitas, que acompañan a fenocristales de plagioclasa y anfíbol en una matriz criptocristalina rica en clorita. En estas rocas se han observado estructuras sedimentarias tales como estratificaciones paralelas y cruzadas y granoselección positiva. Se trata con seguridad de rocas epiclásticas depositadas en un medio acuoso somero.

Las **tobas** se encuentran en pequeña proporción y se caracterizan por su color gris verdoso, ausencia de fenocristales y el desarrollo de un clivaje penetrativo de dirección NO-SE. Microscópicamente son rocas criptocristalinas con algún fragmento de roca volcánica y una matriz con microlepidoblastos de clorita.

La mayor parte de estas rocas presentan transformaciones metamórficas ligadas al efecto térmico de la intrusión del plutón de Quintana. La distribución de las isogradas es muy irregular, prácticamente imposible de cartografiar, evidenciando una topografía compleja del techo de la Granodiorita subyacente a estos materiales. Como productos de estas transformaciones se encuentran clorita, esfena, actinolita, prehnita, clinozoisita, zoisita, cuarzo, epidota e ilmenita.

Respecto a la edad de estos materiales, no existen dataciones radiométricas ni relaciones estratigráficas claras con materiales metasedimentarios que puedan aportar algún dato fiable. Una acotación superior de su edad viene dada por la datación en 301 ± 15 Ma

(BELLON *et al.*, 1979) de la Granodiorita de Quintana, por lo que este complejo volcánico es Preestefaniense. Por otra parte, las unidades volcánicas dacítico-andesíticas no son comunes a escala regional y únicamente parecen correlacionables con las descritas por GARROTE y SÁNCHEZ CARRETERO (1983) al SSO de Villaviciosa de Córdoba en la alineación magmática La Coronada-Villaviciosa. En este caso su edad sería Carbonífero Inferior.

2.2. GRANODIORITA DE QUINTANA.

La granodiorita de Quintana forma un plutón de geometría ovoidal, situado en el extremo noroccidental del Batolito de los Pedroches, que se extiende por esta Hoja y la de Castuera (805), localizada al norte.

La relación de continuidad o no de este plutón con el resto del Batolito de los Pedroches, de carácter marcadamente lineal, no está aún bien establecida. El contraste geométrico entre ambos macizos graníticos induce a pensar en un carácter intrusivo del plutón de Quintana sobre el extremo noroccidental del batolito, a pesar de que un contacto entre los dos macizos no ha sido nunca cartografiado. No obstante, CASTRO (1990) sugiere en un mapa esquemático esta relación intrusiva y ARRIOLA *et al.* (1983) describen y cartografían una importante zona de alteración hidrotermal (potasificación, cloritización, etc.,...) con una gran densidad de filoncillos de cuarzo entre los dos macizos que podría representar un contacto y, por tanto, una cierta diferencia temporal en la intrusión de los dos granitos.

Existe una datación radiométrica de este plutón, por el método K-Ar sobre biotita, de 301 ± 15 Ma (BELLON *et al.*, 1979), que es compatible con los 308 ± 6.5 Ma obtenidos por el método Rb-Sr sobre roca total para la Granodiorita de los Pedroches (DÉFALQUE *et al.*, 1992) y con los 307 ± 2 Ma de CUETO *et al.* (1991), también por el método Rb-Sr.

En esta Hoja, la granodiorita de Quintana intruye en rocas paleozoicas y, sobre todo, en el conjunto de rocas volcánicas de Esparragosa, de las que deja una gran masa en su interior. Estas rocas volcánicas separan aquí dos facies graníticas con ligeras diferencias composicionales: los dos cuerpos intrusivos situados al este de Esparragosa de la Serena están formados por granodioritas y adamellitas biotíticas, mientras que las masas que orlan

las rocas volcánicas por el sureste, sur y suroeste están compuestas por granodioritas con anfíbol; además, puede considerarse un pequeño *stock* satélite, localizado al SO de Zalamea, formado por una granodiorita con ortopiroxeno.

Todas las facies graníticas fueron emplazadas en niveles epizonales de la corteza y encajadas en rocas metasedimentarias Paleozoicas previamente deformadas durante las primeras fases Variscas. El plutón no se encuentra deformado, excepto en su borde NE (CASTRO, 1990), donde se desarrolla una fábrica planolinear subvertical paralela al contacto.

Las facies son homogéneas y la roca en afloramiento se presenta de tonos grises y de grano medio, aunque en algunas zonas (N de Zalamea) puede presentar un cierto aspecto porfídico con microfenocristales de feldespato (< 1 cm) algo mayores que la matriz. Una característica importante de este plutón es la abundancia de enclaves microgranudos de diverso tipo, sobre todo en las facies anfibólicas. Estos enclaves tienen tamaños de decimétricos a plurimétricos, con morfologías elipsoidales o irregulares con los bordes redondeados, y en general están compuestos de tonalitas porfídicas de grano fino con abundante anfíbol.

Por otra parte se ha distinguido una facies de borde al sur de Esparragosa, caracterizada por un tamaño de grano más fino y una composición más ácida.

2.2.1. Granodiorita biotítico anfibólica.

2.2.1.1. Petrografía.

En este apartado se describe la facies común, independientemente de la presencia o ausencia de anfíbol, ya que las características petrográficas son idénticas.

La roca presenta una textura hipidiomorfa, de grano medio e inequigranular, debido al tamaño algo mayor de la plagioclasa, y está formada por un entramado de cristales automorfos de plagioclasa, biotita, cuarzo y anfíbol cuando existe, con el feldespato potásico y más cuarzo rellenando los huecos intersticiales. Los accesorios más comunes

son apatito, esfena, circón, opacos y allanita, esta última en las facies anfibólicas. El feldespato predominante es siempre la plagioclasa, aunque los porcentajes de feldespato potásico varían mucho, con máximos en las facies biotíticas que, además, son claramente más ricas en cuarzo.

La **plagioclasa** se encuentra en cristales de subhedrales a euhedrales, como individuos solitarios o en agregados en sinneusis, y también en asociaciones de dos o tres cristales con crecimiento epitáctico. Presenta siempre la macla de la albita, muy frecuentemente la de Carlsbad y en ocasiones también la de la periclina. Raramente contiene alguna inclusión de biotita o anfíbol. Su característica más relevante es un complejo zonado que es siempre oscilatorio, con frecuentes superficies internas de reabsorción. Las proporciones de anortita varían del 20 al 40%. En algunos casos se encuentran recrecimientos mirmequíticos.

El **cuarzo** aparece en algunos casos como cristales subhedrales de gran talla, con los bordes un poco corroídos y con algunas inclusiones de apatito acicular y de biotita; pero en su mayor parte se encuentra intersticial y xenomorfo, con inclusiones de biotita, plagioclasa y anfíbol. Son frecuentes los intercrecimientos simplectíticos de cuarzo con feldespato potásico.

El **feldespato potásico** es siempre intersticial, xenomorfo y típicamente perítico. La mayoría de los individuos no están maclados, encontrándose alguna vez la macla de la microclina, siempre poco desarrollada. Puede presentar aspecto poikilítico, con abundantes inclusiones de biotita, anfíbol y plagioclasa.

En las facies sin anfíbol de Esparragosa, la **biotita** aparece en cristales subhedrales de tamaño relativamente grande, ricos en inclusiones de agujas de apatito y prismas de circón. En las facies con anfíbol, además de la biotita automorfa descrita se encuentra otro tipo que aparece en agregados de pequeños cristales libres de inclusiones, pseudomorfizando un mineral antiguo (¿anfíbol, piroxeno?); en estos casos es frecuente la asociación de biotita con un anfíbol actinolítico secundario.

De la misma manera, el **anfíbol** se encuentra como monocristales de hornblenda verde, a veces con semicoronas de transformación a biotita, o bien como agregados de pequeños cristales, con o sin biotita, pseudomorfizando probablemente un piroxeno.

2.2.2. Granodiorita con ortopiroxeno.

Constituyen un pequeño *stock* satélite que aflora a unos 500 m de Zalamea, por el antiguo camino de Azuaga. Son rocas muy similares a las que constituyen los enclaves de la granodiorita común. Afloran muy mal, como bolos dispersos en los prados, que son usados frecuentemente para construir tapias. No se han observado aquí sus relaciones con las facies anfibólicas; INSÚA *et al.* (1990-1991) encuentran en la Hoja de Castuera (805) que estas facies están claramente intruidas por la granodiorita común del batolito. Hay que destacar que en el entorno de este *stock*, es donde aparecen las corneanas de mayor grado de toda la aureola metamórfica del plutón de Quintana, superándose la isograda de la sillimanita.

Son rocas de grano fino, de color oscuro y muy compactas. Son siempre algo porfídicas, observándose a simple vista microfenocristales milimétricos de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita. La matriz es microcristalina. No presentan heterogeneidades significativas, pero la matriz muestra una débil orientación, de origen probablemente fluidal.

2.2.2.1. Petrografía.

Al microscopio se presentan con texturas hipidiomorfas granoblastizadas, de grano fino y porfídicas. Está formada por fenocristales de hasta 7 mm de plagioclasa, ortopiroxeno y biotita, en una matriz de grano fino con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y ortopiroxeno. Como accesorios contiene circón, apatito, esfena, allanita y opacos.

Los fenocristales de **plagioclasa** son idiomorfos, a veces algo deformados, con zonado oscilatorio, con las maclas de Carlsbad y albita y con abundantes inclusiones de biotita, ortopiroxenos y opacos. En la matriz se encuentra subidiomorfa y sin inclusiones.

El **ortopiroxeno** (hiperstena) se encuentra en fenocristales alotriomorfos y muy frecuentemente con coronas de reacción de anfíbol y biotita. Los granos pequeños de la matriz suelen estar casi totalmente anfibolitizados.

La **biotita** se encuentra en algunos fenocristales subidiomorfos, de color pardo rojizo y con inclusiones de apatito y circón, pero la mayor parte aparece como transformación del piroxeno y del anfíbol.

El **cuarzo** y el **feldespato potásico** sólo se encuentran en la matriz con fuerte recristalización.

2.2.3. Facies de borde.

Se encuentra orlando la parte meridional del pequeño macizo de granodiorita biotítica que aflora al sur de Esparragosa, aunque también aparecen pequeños asomos dispersos en la facies común que deben representar zonas de cúpula. Presenta un aspecto particular; se diferencia de la granodiorita por su color más claro y por un tamaño de grano más fino. Todo parece indicar que se trata de un magma residual formado en una etapa tardía de la intrusión de la granodiorita.

2.2.3.1. Petrografía.

Presenta textura hipidiomorfa de grano fino o fino-medio, subequigranular debido al tamaño algo mayor de las plagioclasas. Está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita en un agregado granudo. Como accesorios se encuentran apatito, circón, rutilo, opacos, moscovita y sillimanita. Esta roca puede clasificarse como una adamellita biotítica y es claramente más ácida que la facies común.

La **plagioclasa** aparece en cristales idiomorfos libres de inclusiones, maclados y zonados, formando agregados en sinneusis o con crecimiento epitáctico. Son frecuentes los recrecimientos mirmequíticos.

El **feldespato potásico** es abundante y se encuentra en masas intersticiales no macladas y muy perfitas, corroyendo a las plagioclasas. Son frecuentes los bordes de reacción con biotita produciendo moscovita.

La **biotita** se encuentra en cristales subidiomorfos, con inclusiones abundantes de plagioclasa, apatito, circón y pequeños cristales idiomorfos de cuarzo. Puede estar algo cloritizada.

El **cuarzo** es intersticial, formando ocasionalmente intercrecimientos simplectéticos con el feldespató potásico.

La **moscovita** es siempre secundaria, tardi a postmagmática, producto de transformación del feldespató potásico y la biotita. En algún caso tiene inclusiones de fibrolita.

2.2.4. Enclaves microgranudos.

Los enclaves microgranudos son una de las características más distintivas del plutón de Quintana, aunque también están presentes en todo el batolito de los Pedroches. En los alrededores de Zalamea son especialmente abundantes y llegan a representar cerca del 10% del volumen total de la roca. En general son más frecuentes en las facies biotítico hornbléndicas que en las biotíticas. Presentan tamaños desde centimétricos hasta de varios metros y su morfología suele ser elipsoidal o irregular con los bordes redondeados.

Estos enclaves fueron detalladamente estudiados por CASTRO (1990), quien distingue dos tipos extremos y otro transicional entre ellos:

El primero está formado por tonalitas porfídicas de grano fino compuestas por fenocristales de plagioclasa y biotita con algunos agregados de hornblenda, en una matriz de grano fino constituida por plagioclasa, biotita, cuarzo, hornblenda y apatito acicular. Aparecen como bloques de 0.1 a 2 m, algunas veces alineados como diques sinplutónicos, y también como pequeños enclaves redondeados. Los contactos con la granodiorita encajante son netos y a veces muestran un borde de grano muy fino de enfriamiento rápido.

El otro tipo extremo está constituido por enclaves muy ricos en agregados de grano fino hornbléndicos con cantidades menores de plagioclasa y biotita. Son más regulares en su forma que el primer tipo y presentan tamaños de 1 a 20 cm. El contacto con el encajante es siempre difuso a escala microscópica y no presentan diferencias en el tamaño de grano

entre el núcleo y los bordes. Ocasionalmente este tipo de enclaves se encuentran disruptados en *schlierens* anfibólicos.

Entre estos dos extremos se encuentran todo tipo de enclaves con características intermedias. Lo más relevante es la presencia de fenocristales de plagioclasa junto a agregados hornbléndicos incluidos en una matriz de grano fino similar a la del primer tipo.

El autor citado, sobre la base de estudios petrográficos y geoquímicos, concluye que existe una mezcla de un magma básico con el magma granodiorítico que da lugar a procesos de mezcla mecánica de glóbulos de magma tonalítico e hibridación de los mismos por miscibilidad parcial o total.

2.3. GRANODIORITA DE LOS PEDROCHES.

En esta Hoja el batolito de Los Pedroches s.s. aflora en una superficie inferior a 1 Km² en el ángulo nororiental de la Hoja. Está constituido por la facies típica de todo el batolito, incluido el plutón de Quintana, es decir, la granodiorita biotítico-hornbléndica por lo que las descripciones realizadas en el capítulo referente a la granodiorita de Quintana son también válidas aquí y, por tanto, no volverán a repetirse.

3. ROCAS FILONIANAS.

Las únicas rocas filonianas que se han cartografiado se encuentran en la parte nororiental de la Hoja, en relación con el plutón de Quintana. Además de éstas, se encuentran algunos filones aplíticos en el área de afloramiento de las facies biotíticas del mismo plutón y abundantes filones de cuarzo que se distribuyen predominantemente en la aureola de contacto de la granodiorita, en relación con algunas de las grandes fracturas y en las inmediaciones de los niveles cuarcíticos más potentes, también relacionadas con fracturas.

Los diques cartografiados son de naturaleza ácida, pórfidos formados por fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en una matriz de grano muy fino con cuarzo, clorita, moscovita, feldespato potásico y plagioclasa.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.

La estructura que presentan los materiales aflorantes en la Hoja constituye el registro de los movimientos orogénicos sucedidos en la zona desde los tiempos Precámbricos. Los materiales de la Serie Negra fueron afectados por una deformación polifásica durante la Orogenia Cadomiense. Las rocas Paleozoicas sufrieron fracturaciones y basculamientos, acompañados de etapas de emersión, antes del comienzo de los movimientos Variscos, que también se resolvieron en varias fases de deformación. Las últimas fases Variscas también afectaron a los depósitos sinorogénicos Carboníferos. Finalmente, tras una larga etapa de estabilidad tectónica, los movimientos alpinos debieron afectar débilmente a la zona aunque no se hayan encontrado evidencias de ellos.

4.1. **MACROESTRUCTURA GENERAL.**

En la Hoja de Zalamea, al igual que en el resto del Dominio de Obejo-Valsequillo, puede distinguirse una Unidad Alóctona que cabalga hacia el norte sobre otra Autóctona o Paraaatóctona (APALATEGUI y PÉREZ-LORENTE, 1983; APALATEGUI *et al.*, 1991; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 1995; MARTÍNEZ POYATOS, 1997)). En esta Hoja, el alóctono sólo aflora en el ángulo suroccidental, donde los materiales están afectados por una zona de cizalla que produce rocas miloníticas. La diferencia principal entre las Unidades Autóctona y Alóctona es estructural, aunque también se registra un cambio metamórfico. En la Unidad Alóctona se reconoce una primera fase de pliegues tumbados, vergentes al norte, replegados por una fase posterior de pliegues verticales, que es la única que afecta a los depósitos Carboníferos y que da lugar al Sinforme de Campillo. Por el contrario, en la Unidad Autóctona únicamente se reconoce una fase de pliegues verticales y una serie de cabalgamientos imbricados. Además, afectando a ambas unidades, se encuentran otros sistemas de plegamiento más tardíos y mucho menos desarrollados, el más importante de los cuales es un sistema de dirección NO-SE y planos axiales buzando suavemente al SO, que da pliegues muy abiertos.

En la Unidad Autóctona pueden considerarse tres áreas, separadas por fallas longitudinales de mayor o menor importancia, que atraviesan diagonalmente la Hoja.

En el área sur, correspondiente en parte a la denominada "unidad" de Peraleda-Valsequillo (CONTRERAS *et al.*, 1990-1991), las estructuras más importantes son, de suroeste a nordeste, la Escama de Retamal, la Escama de Mingorrubio y el Anticlinal de Peraleda del Zaucejo, en cuyo núcleo aflora el sustrato prepaleozoico con estructuración Cadomiense.

Separada de la anterior por una importante fractura de desgarre senestro, la Falla de La Canaleja, se encuentra otra zona ("unidad" del Valle, APALATEGUI *et al.*, 1988) caracterizada por la estructura antiformal de Higuera de la Serena, que constituye muy probablemente un dúplex transpresivo también de carácter senestro, con un núcleo en el que afloran materiales tardicadomienses.

Finalmente, y a través de otra fractura, subparalela a la anterior pero de mucha menor importancia, la Falla de Zalamea, se encuentra una tercera zona que ha sido denominada "unidad" de la Sierra de la Lapa (INSÚA *et al.*, 1989-1990), que en esta Hoja se caracteriza por el Anticlinal de la Sierra del Oro, prolongación de la Sierra de la Lapa, y por la aparición de la cuenca *Culm* de los Pedroches, cuyo "flanco" sur está cabalgado por el Anticlinal de La Sierra del Oro.

4.2. DEFORMACIÓN PRECÁMBRICA.

La existencia en el núcleo del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo de una foliación en facies de los esquistos verdes, que no afecta a las rocas Ordovícicas, es conocida desde CAPDEVILA *et al.* (1971). BLATRIX y BURG (1981) dataron este metamorfismo mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre moscovitas obteniendo una edad de 550 ± 10 Ma. En las rocas de la Serie Negra del Anticlinal de Peraleda existe, pues, una deformación Precámbrica, de edad Cadomiense, bien conservada.

En estas rocas la estructura más penetrativa es una esquistosidad, siempre presente, que es plano axial de microplegues isoclinales y paralela al bandeo litológico. En los esquistos, esta fábrica es un bandeo tectónico con abundantes restos de microcharnelas que evidencian una esquistosidad anterior, mientras que en las cuarcitas, la fábrica es una foliación protomilonítica, acompañada por una lineación de estiramiento, definida por un fuerte alargamiento de los granos de cuarzo.

La foliación principal está intensamente doblada por pliegues verticales de escala decimétrica a métrica, que pueden agruparse en dos sistemas. El primero de ellos presenta direcciones variables entre N160°E y N45°E y corresponde a un sistema de pliegues de dirección aproximadamente NS, replegados suavemente por los pliegues Variscos. El segundo, tiene direcciones entre N125°E y N140°E y se correlaciona claramente con los pliegues Variscos que afectan también a los materiales Paleozoicos.

Debido a la escasez y mala calidad de los afloramientos, no es posible caracterizar con mayor precisión la deformación Cadomiense en esta Hoja, no obstante, puede establecerse un carácter polifásico para la misma. La primera fase sólo se conserva como restos de una esquistosidad S_1 , casi totalmente obliterada, en zonas de charnela de micropliegues. La segunda es la más penetrativa y está determinada por una foliación S_2 , de carácter protomilonítico y acompañada por una lineación de estiramiento, y unos micropliegues isoclinales y muchas veces intrafoliares. Dada la disposición frecuentemente subhorizontal de los ejes de los pliegues posteriores, esta S_2 seguramente se desarrolló horizontal. Finalmente, se observa una tercera fase caracterizada por un plegamiento vertical relativamente abierto, de dirección aproximadamente NS.

4.3. DEFORMACIONES PREVARISCAS.

Después del desarrollo de la Orogenia Cadomiense y durante el depósito de los materiales Paleozoicos se produjeron deformaciones de mucha menor entidad que han quedado registradas como discordancias.

La más importante de ellas es la discordancia basal de la Serie Arcósica, que fosiliza toda la deformación, el metamorfismo y el magmatismo Cadomienses y que parece tener relación con una fracturación en *horst* y *grabens* que afecta al zócalo precámbrico.

Los materiales Ordovícicos se disponen, al menos localmente, discordantes sobre la Serie Arcósica, reflejando una transgresión que seguramente está relacionada con el *rifting* ocurrido durante el Cámbrico en el límite entre la Zonas Centro Ibérica y Ossa Morena (LIÑAN y QUESADA, 1990).

Finalmente, se observa una discordancia bajo el Devónico Inferior, cuya importancia y naturaleza son, por el momento, desconocidas.

4.4. DEFORMACIÓN VARISCA.

La estructuración principal de los materiales que afloran en la Hoja se produjo durante la Orogenia Varisca y debió comenzar en el Devónico Superior y prolongarse hasta el Viseense-Namuriense, ya que materiales de esta edad fueron afectados por plegamientos (QUESADA *et al.*, 1990). Los granitoides Tardivariscos (Westfalienses) se encuentran prácticamente indeformados y postdatan las estructuras Variscas más importantes.

Como ya se ha indicado, se reconoce una Unidad Alóctona en el suroeste de la Hoja, que constituye parte de un gran manto de corrimiento que cabalga hacia el nordeste, y una Unidad Autóctona que forma el sustrato de la anterior. Dado que la evolución estructural es diferente en ambas unidades, es conveniente una descripción separada. Además, se observan una serie de deformaciones Variscas tardías que afectan a ambas unidades después de su agregación, y que consisten en pliegues suaves y fracturas.

4.4.1. Deformaciones principales.

4.4.1.1. Unidad Alóctona.

Estructuralmente esta unidad se caracteriza por una primera fase de pliegues tumbados, vergentes al nordeste. Una segunda fase, localizada exclusivamente en la parte basal del manto, en la que se desarrolla una banda de deformación de espesor kilométrico y un cabalgamiento frágil. Y una tercera fase que dobla las estructuras anteriores mediante pliegues subverticales.

La **Primera fase** únicamente es reconocible en esta Hoja sobre la base de pliegues, reorientados y reaplastados, y de una foliación que está preservada en charnelas de micropliegues de segunda fase y marcada por lepidobastos de mica blanca y clorita doblados y poligonizados.

La estructura más reconocible de **Segunda fase** es una foliación muy penetrativa de carácter milonítico y filonítico que, en algunos casos, guarda relictos de la fase anterior. En áreas cercanas, MARTÍNEZ POYATOS *et al.* (1995) y MARTÍNEZ POYATOS (1997) encuentran una lineación de estiramiento de dirección NO-SE y subhorizontal, acompañada de estructuras de deformación rotacional como colas asimétricas en feldespatos (PASSCHIER y SIMPSON, 1986), estructuras SC (BERTHÉ *et al.*, 1979) y peces de mica (LISTER y SNOKE, 1984), que indican un sentido de movimiento de bloque de techo hacia el este o sureste. Es de destacar que la lineación de estiramiento es subparalela a los ejes de los pliegues de la primera fase y que, por tanto, la dirección de transporte tectónico de la segunda fase es aproximadamente ortogonal a la de la primera, debiendo tener las dos fases un significado dinámico muy distinto.

El cabalgamiento basal de la unidad alóctona sigue un trazado rectilíneo en esta Hoja, de dirección N140°E, y es aparentemente subvertical. En la zona próxima al plano de cabalgamiento, suele aparecer una brecha frágil con fragmentos miloníticos y filoníticos, que puede ser el propio plano de cabalgamiento o un rejuego tardío de dicho plano como desgarre senestro.

Durante la **Tercera fase** de deformación se producen pliegues verticales o con una ligera vergencia al norte, de dirección NO-SE, con ángulo entre flancos de 90 a 130° y ejes subhorizontales, que afectan a la esquistosidad S_2 anterior y también a los materiales carboníferos sinorogénicos del Sinforme de Campillo. Al microscopio se observa una fuerte crenulación de la esquistosidad S_2 , pero no se desarrolla una nueva fábrica.

4.4.1.2. Unidad Autóctona.

En esta unidad la deformación Varisca se manifiesta por una serie de cabalgamientos imbricados o formando duplexes, y una única fase de plegamiento vertical, con desarrollo incipiente, en litologías apropiadas, de un clivaje pizarroso de plano axial. La relación cronológica entre los cabalgamientos y los pliegues es compleja. Parece que estos últimos comenzaron a formarse antes que los cabalgamientos y continuaron apretándose hasta después del movimiento de los mismos.

Los cabalgamientos llevan asociada una banda de deformación, de espesor métrico a decamétrico, en la que son características las rocas miloníticas y filoníticas y las brechas de falla. Únicamente han podido observarse indicadores cinemáticos en las bandas de deformación asociadas a los cabalgamientos del dúplex de Higuera de la Serena, donde es frecuente el desarrollo de una lineación de estiramiento con *pitch* de unos 45° hacia el NO y estructuras SC (BERTHÉ *et al.*, 1979) que indican un movimiento de falla inversa con componente senestra.

Los pliegues de primer orden tienen las charnelas redondeadas, con longitudes de onda de más de una decena de kilómetros, el plano axial subvertical mostrando una ligera vergencia al nornordeste, con el ángulo entre flancos de 60 a 100° y los ejes con un cabeceo variable pero generalizado al noroeste. También existen pliegues de segundo orden, con longitudes de onda de unos 2-3 Km, similares a los anteriores. Es muy significativo que sólo existan estructuras de primer orden anticlinales (de Peraleda del Zaucejo y de la Sierra del Oro) junto al dúplex de Higuera de la Serena que es también un *stack* antiformal, y nunca estructuras sinclinales. Esto implica que los pliegues tienen una relación directa con los cabalgamientos y que debieron nuclearse como pliegues de propagación de falla, posteriormente cortados por los propios cabalgamientos, y formando en conjunto una megaestructura de transporte tectónico hacia el nordeste, subsiguientemente verticalizada por bloqueo del movimiento tangencial y el reaplastamiento de la estructura conjunta.

En relación a los pliegues verticales, se produce una fábrica planar que es subparalela al plano axial de los mismos. El grado de desarrollo y penetratividad de esta fábrica varía mucho en función de la litología y, sobre todo, de la posición geográfica. En efecto, en la parte suroriental únicamente se desarrolla en las litologías pizarrosas como un clivaje grosero y relativamente espaciado, mientras que las rocas más competentes no presentan ninguna fábrica. Hacia el noroeste en cambio el clivaje es generalizado y tiene las características de un clivaje grosero en las areniscas y de un clivaje pizarroso en las rocas de grano fino. También se aprecia un incremento del desarrollo de la fábrica en dirección NE-SO. Así, en la escama de Mingorrubio el clivaje pizarroso también está bastante generalizado, y en la escama de Retamal llega a tener un carácter omnipresente. Es necesario considerar que en esta última escama, sobre todo al SO de la localidad de Retamal, se observa al microscopio un clivaje débil, ligeramente oblicuo a la estratificación, previo a la fábrica principal subvertical que, obviamente, se encuentra crenulado. Este

clivaje previo puede estar relacionado bien con una deformación producida en el autóctono más inmediato del cabalgamiento basal de la unidad alóctona, o bien con la primera fase de deformación descrita en esta unidad.

4.4.2. Deformaciones tardías.

Con posterioridad a las fases principales de deformación que estructuraron la zona y que agregaron las dos unidades que estamos considerando, pueden reconocerse otros eventos deformativos de menor amplitud o de desarrollo más localizado y que afectaron conjuntamente la alóctono y al autóctono..

Con carácter prácticamente general, pero más evidente en la mitad meridional de la Hoja, se observa un sistema de plegamiento de dirección NO-SE y con los planos axiales subhorizontales o suavemente buzantes al SO, que dobla a las estructuras anteriores. Son pliegues muy abiertos, con ángulos entre flancos del orden de 140 a 160° y amplitudes métricas y decamétricas, cuyo efecto más espectacular es invertir los flancos septentrionales de los grandes pliegues anteriores, que, debido a su ligera vergencia norte, se encontraban originalmente subverticales. Estos pliegues afectan también a los sedimentos Carboníferos del Sinclinorio de Campillo, donde también invierten capas, por lo que su edad es postviseense.

Un segundo sistema de plegamiento se encuentra sólo muy localmente, y está formado por pliegues subverticales de dirección NE-SO, relativamente apretados. Parece estar relacionado con fallas.

Finalmente hay que considerar las grandes fallas frágiles, sobre todo las de movimiento transcurrente senestro, que son muy características de toda esta región y que constituyen una megazona de cizalla. La más importante es la Falla de La Canaleja, que divide diagonalmente la Hoja por la mitad; tiene una dirección muy constante N120°E y es, aparentemente, vertical. Su zona de falla tiene de 10 a 30 m de espesor y está formada por brechas y harinas de falla y surcada por numerosas fallas menores; en algunos casos se han reconocido pseudoestructuras SC y pliegues de arrastre, que muestran un movimiento senestro.

Además, se encuentran algunas grandes fallas, subparalelas a la anterior, cuyo salto total es, aparentemente, normal. Destacan la Falla de Campillo, al suroeste, que divide en dos el Sinclinatorio del mismo nombre y presenta como bloque hundido el meridional, y la Falla de Zalamea, que limita por el sur el plutón de Quintana y la cuenca *Culm*, con el labio noroccidental hundido. Es muy posible que esta última falla sea un rejuego de un cabalgamiento importante desarrollado durante la fase principal de deformación.

Por otro lado, aparecen otras fracturas de mucho menor recorrido e importancia, con direcciones entre NS y N45°E, con un máximo estadístico en torno a N30°E.

5. METAMORFISMO.

Todas las rocas premesozoicas de la Hoja muestran evidencias de metamorfismo que, sin embargo, obedece a cuatro procesos separados en el tiempo y que responden a causas diferentes. En primer lugar se observa un metamorfismo que afecta exclusivamente a la Serie Negra en el núcleo del Anticlinal de Peraleda, producido durante la Orogenia Cadomiense (BLATRIX y BURG, 1981). Además, hay que considerar el metamorfismo que afecta a los enclaves esquistosos incluidos en el granito Tardicadomiense de Higuera de la Serena que, obviamente, presentan metamorfismo de contacto. Por otra parte, se encuentra un metamorfismo regional Varisco que afecta a todas las rocas Paleozoicas, y un metamorfismo de contacto, ligado al entorno de los granitoides del Batolito de los Pedroches.

5.1. METAMORFISMO REGIONAL CADOMIENSE.

Las rocas de la Serie Negra del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo están afectadas por un metamorfismo de grado bajo, ligado al desarrollo de la deformación Cadomiense. Este metamorfismo ha quedado bien preservado debido a que las deformaciones y el metamorfismo Varisco han sido de muy poca intensidad en esta zona.

Las litologías más frecuentes son los esquistos de composición pelítica y semipelítica que, como ya fue indicado, tienen una fábrica esquistosa S_2 definida por blastos de clorita, moscovita y biotita. Los restos de la esquistosidad previa S_1 , están definidos por blastos de mayor cristalinidad de moscovita y biotita; además, la esquistosidad S_2 rodea agregados circulares formados por clorita y opacos que, muy probablemente, fueron granates. Por último y con relación a los pliegues Cadomienses tardíos, se produce una retrogradación de las biotitas y un desarrollo de planos de acumulación de material insoluble por mecanismos de disolución por presión.

Por tanto, la evolución metamórfica Cadomiense en esta zona puede esquematizarse como sigue:

Fase M₁: relacionada con la primera fase de deformación Cadomiense, está caracterizada en metapelitas por la asociación mineral:

cuarzo + moscovita + biotita + granate

Que indica la parte de alta temperatura (400 a 500°) del grado bajo a presiones, probablemente, intermedias.

Fase M₂: desarrollada sincinemáticamente con la fase de deformación más penetrativa y que supone una retrogradación de la paragénesis anterior, presenta una asociación indicativa formada por:

cuarzo + clorita + moscovita + biotita

Característica de la parte de media (350 a 400°) temperatura del grado bajo.

Fase M₃: determina una retrogradación de las asociaciones minerales anteriores a las condiciones del más bajo grado metamórfico (< 200°) e incluso al anquimetamorfismo, y está ligada al plegamiento NS tardicadomiense.

5.2. METAMORFISMO DE CONTACTO CADOMIENSE.

Los enclaves esquistosos que aparecen incluidos en el granito de Higuera de la Serena presentan un aspecto corneánico evidente, indudablemente producido por el granito que los hospeda. Aunque no se dispone de muestras procedentes de esta Hoja, CASTRO (1988) y APALATEGUI *et al.* (1988) describen materiales de este tipo en los alrededores de Valle de la Serena (Hoja de Oliva de Mérida, 804) con nódulos cordieríticos y blastos estáticos de mica blanca y clorita, que deben corresponder al efecto térmico de estos granitos Cadomienses.

5.3. METAMORFISMO REGIONAL VARISCO.

Como corresponde a la diferente evolución estructural de las Unidades Alóctona y Autóctona, el desarrollo del metamorfismo regional Varisco es distinto en cada una de ellas, aunque en la Hoja que aquí consideramos las diferencias no son muy significativas.

Por otra parte, la edad de este metamorfismo puede acotarse bastante bien, ya que, en la Unidad Alóctona, afecta a materiales del Devónico Inferior y no a los depósitos Carboníferos del Sinclinorio de Campillo, que deben incluir parte del Viseense (SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN, 1977). En la unidad autóctona, no existe salto metamórfico detectable entre los materiales del Ordovícico y Devónico Inferior y los del *Culm* de los Pedroches, cuya edad se considera Viseense Medio-Superior (ARMENGOT y MARTÍNEZ, 1972; PÉREZ LORENTE, 1979). Por tanto, a falta de futuras precisiones paleontológicas, parece que el pico metamórfico Varisco es ligeramente más antiguo en la Unidad Alóctona, Devónico Medio-Superior a Tournaisiense, que en la Unidad Autóctona, Postviseense. Esto puede explicarse porque tal máximo térmico es sincrónico con la fase de pliegues tumbados en la Unidad Alóctona, mientras que en la Unidad Autóctona lo es con la fase de pliegues verticales, que es posterior.

5.3.1. Unidad Alóctona.

En la parte de esta unidad que aflora en la Hoja de Zalamea, únicamente se encuentra la parte basal del manto, que tiene una estructuración compleja y, por consiguiente, una cierta riqueza de relaciones metamorfismo-deformación.

Los relictos de la primera esquistosidad, sólo obseables en restos de microcharnelas, están definidos por microlepidoblastos de clorita y mica blanca de grano fino que, generalmente, se encuentran doblados y poligonizados. Esta asociación establece unas condiciones térmicas para la **primera fase metamórfica** Varisca (M_1) incluidas en la parte de menor temperatura del grado bajo metamórfico y caracterizada por la paragénesis:

cuarzo + clorita + mica blanca

La segunda esquistosidad presenta unas características variables en cuanto a naturaleza y definición de la fábrica y a condiciones metamórficas. En rocas metapelíticas y siguiendo un orden lógico, puede suponerse que la foliación más antigua es el bandeo tectónico S_2 , formado por crenulación de S_1 y diferenciación en dominios composicionales, que está definido por lepidoblastos de alta cristalinidad de biotita marrón y moscovita. Las fábricas miloníticas y filoníticas atribuibles a la segunda fase de deformación, presentan blastesis en planos C, S y ECC (ó C') de clorita, biotita verde y mica blanca de mucha menor cristalinidad que en el caso anterior. Hay que subrayar el hecho de que en estas rocas se conservan en algunos casos microporfiroblastos deformados de moscovitas de alta cristalinidad, iguales a las que se encuentran en los bandeados tectónicos, y biotitas marrones transformadas parcialmente en clorita. Por tanto, parece que durante esta fase de deformación se desarrolló una **segunda fase metamórfica (M_2)**, que evolucionó desde asociaciones del tipo:

cuarzo + moscovita + biotita marrón

que caracterizan la parte de media y alta temperatura del grado bajo, hasta asociaciones con:

cuarzo + mica blanca fengítica + clorita \pm moscovita \pm biotita verde

Representativas también del grado bajo pero a temperaturas algo menores.

Finalmente se observa de manera generalizada una retrogradación total, en la que los únicos minerales cristalizados son microlepidoblastos de tipo illita-sericita, ligada a la crenulación asociada al plegamiento vertical tardío y que puede considerarse como una **tercera fase metamórfica**.

5.3.2. Unidad Autóctona.

En la unidad autóctona el metamorfismo regional Varisco es monofásico y está siempre relacionado con el desarrollo de las microestructuras tectónicas: clivaje S_1 en los metasedimentos y metavulcanitas y foliaciones miloníticas en los granitoides. Este

metamorfismo presenta una ligera variación de unas escamas a otras, creciendo de norte a sur, pero esta variación es mayor en sentido este-oeste, desde el grado muy bajo en la parte oriental al grado bajo en la occidental, alcanzando la zona de la biotita en la parte occidental de la escama de Retamal.

En toda la parte situada al norte de la escama de Mingorrubio, las rocas pelíticas y semipelíticas presentan una fábrica planar con un grado de desarrollo que oscila entre un clivaje grosero y un clivaje pizarroso. Este clivaje, en la parte suroriental, está definido por microlepidoblastos de mica blanca fengítica, que parece ser el único mineral metamórfico que se encuentra en estas rocas. En el extremo occidental, en cambio, el clivaje alcanza un mayor desarrollo y penetratividad y está definido por lepidoblastos de mica blanca y clorita, alcanzando el grado bajo.

En los cabalgamientos del dúplex de Higuera, los granitos biotíticos se transforman en milonitas cuarzofeldespáticas en las que es estable la asociación:

cuarzo + clorita + mica blanca

mientras que en las venas de extensión cristalizan agregados de

epidota + clorita + mica blanca

Por su parte, en la misma situación, los esquistos verdes procedentes de la milonitización de las Dioritas de Higuera, presentan las asociaciones:

clorita + actinolita + epidota + cuarzo

cuarzo + epidota + albita + clorita + actinolita + calcita

zoisita + actinolita + clorita + albita + esfena + cuarzo

Todas estas asociaciones minerales establecen unas condiciones metamórficas del grado bajo, con un mínimo en el Anticlinal de Peraleda donde no se supera el anquimetamorfismo, y un máximo en los *horses* más septentrionales del dúplex de Higuera, en los que la

asociación en metabasitas alcanza la facies de anfibolitas con albita-epidota, en la parte media-alta del grado bajo.

En la escama de Mingorrubio la estructura más penetrativa es siempre un clivaje pizarroso bien desarrollado, con el que, en metapelitas, es sincinemática la asociación:

cuarzo + clorita + mica blanca

Las vulcanitas básicas de esta escama no desarrollan clivaje, pero se producen transformaciones parciales de la asociación primaria a otras tales como:

clorita + calcita + epidota + albita

clorita + calcita + prehnita + albita + epidota

En conjunto, estas asociaciones son coherentes con la parte de menor temperatura del grado bajo, dentro de la facies de prehnita-pumpellita.

Finalmente, en la escama de Retamal, el grado metamórfico es ligeramente mayor, así como el desarrollo de la fábrica, que llega a alcanzar la categoría de esquistosidad. En la parte occidental de la escama, en los alrededores de Retamal, las asociaciones minerales sincinemáticas con la fábrica son:

cuarzo + mica blanca + clorita + biotita

cuarzo + clorita + biotita

cuarzo + clorita + mica blanca

En las rocas volcánicas básicas el desarrollo de la esquistosidad es muy irregular, pobre en general, formándose bandas microscópicas en las que son estables las asociaciones:

epidota + actinolita + clinzoisita + cuarzo + clorita

calcita + clinozoisita + clorita + actinolita + albita

calcita + epidota + actinolita + clorita

Estas asociaciones mineralógicas expresan condiciones de la zona de la biotita y de la facies de anfibolitas con albita epidota.

5.4. METAMORFISMO DE CONTACTO VARISCO.

Los granitoides del Batolito de los Pedroches producen una aureola de metamorfismo de contacto en los materiales encajantes en torno a toda su área de afloramiento. Los efectos de este metamorfismo térmico son observables hasta distancias de unos 4 Km del contacto con el granitoide en algunos casos, aunque normalmente la anchura cartográfica de la aureola es de unos 1000 m y el espesor real debe ser mucho menor, puesto que el contacto de las granodioritas buza hacia fuera.

Afecta a los metasedimentos Ordovícicos, Devónicos y Carboníferos, constituidos por litologías cuarcíticas, psamíticas y pelíticas, produciendo pizarras y esquistos mosqueados y corneanas.

También es muy característico un metasomatismo expresado en una intensa *greisenización*, que afecta a la mayor parte del encajante más inmediato al contacto con la granodiorita. Su efecto más relevante es una fuerte moscovitización de las rocas, desarrollándose texturas fibroso-radiadas, frecuentemente acompañadas por turmalinización y cristalización de opacos y cuarzo en pequeñas venillas.

En el esquema tectónico que acompaña a la cartografía geológica se ha incluido el trazado aproximado de las zonas metamórficas reconocidas. El más alto grado incluye paragénesis con sillimanita, fibrolítica y prismática, y se sitúa en el entorno del *stock* de granodiorita con ortopiroxeno próximo a Zalamea. El resto de la aureola sólo alcanza las condiciones de cristalización de la andalucita.

A continuación se describen las asociaciones minerales y texturas producidas por la recristalización térmica en cada una de las zonas discriminadas.

5.4.1. Zona de la Sillimanita.

En esta zona se produce una fuerte recristalización estática de las rocas dando lugar a corneanas sobre las cuarcitas y a esquistos corneánicos sobre las pizarras. Las texturas son siempre granoblásticas, frecuentemente en mosaico, y pueden llegar a borrar la estructura anterior, aunque muchas veces el crecimiento de nuevos minerales se produce de forma mimética sobre los antiguos, dejando la esquistosidad previa como un relicto.

Las asociaciones minerales significativas presentes en estas rocas son:

cuarzo + sillimanita + biotita

cuarzo + sillimanita + moscovita + biotita

cuarzo + sillimanita + moscovita + biotita + espinela

La sillimanita suele aparecer en una misma lámina en sus dos variedades: fibrolítica y prismática, normalmente creciendo la prismática sobre la variedad acicular.

5.4.2. Zona de la Andalucita.

Esta zona se distribuye más o menos homogéneamente a lo largo de todo el contacto de la granodiorita y se caracteriza por las pizarras mosqueadas y pizarras con *spots*. Las texturas de estas rocas son porfiroblásticas, a menudo poikiloblásticas, y, salvo excepciones, sin que llegue a producirse una recristalización total de la roca, conservando perfectamente la estructura original.

Las asociaciones indicativas encontradas en esta zona son:

cuarzo + moscovita + andalucita

cuarzo + biotita + andalucita

cuarzo + moscovita + biotita + andalucita

cuarzo + mica blanca + biotita

cuarzo + biotita + clorita

cuarzo + mica blanca + clorita + cordierita

En las rocas cuarzofeldespáticas es frecuente encontrar que el feldespato potásico se transforma en un agregado granular de albita, mica blanca y biotita. Los *spots* de cordierita alterada son muy comunes en las pizarras carbonosas y, a veces, puede observarse cómo cristales de andalucita crecen sobre otros anteriores de cordierita.

6. HISTORIA GEOLÓGICA.

A partir de la secuencia estratigráfica y teniendo en cuenta la evolución tectonotérmica de los materiales que afloran en esta hoja, la historia geológica de este área puede esbozarse de la siguiente manera:

Los materiales aflorantes más antiguos corresponden a la Serie Negra, de edad Precámbrica (Rifeense, CHACÓN *et al.*, 1984), que ha sido interpretada como un depósito marino de aguas someras con algunos aportes volcánicos, además de los terrígenos (EGUILUZ, 1987).

Posteriormente al depósito de la Serie Negra, tuvieron lugar los movimientos principales asociados a la Orogenia Cadomiense, que estructuró y metamorfizó estas rocas mediante una secuencia de fase de deformación. El metamorfismo asociado ha sido datado por BLATRIX y BURG (1981) en 550 ± 10 Ma.

El siguiente periodo de sedimentación se produjo con carácter sinorogénico respecto a la deformación Cadomiense. El Grupo Malcocinado, de edad Vendense, no está representado en esta hoja; no obstante, son frecuentes las unidades plutónicas relacionadas con él, y el Complejo Magmático de Higuera de la Serena parece corresponder a una de ellas. El Grupo Malcocinado es un complejo volcano sedimentario con intrusiones de cuerpos plutónicos subvolcánicos que, geoquímicamente, presenta las características de un arco magmático relacionado con una zona de subducción (QUESADA, 1990). Este grupo, a escala regional, se superpone discordante sobre la Serie Negra, y no está afectado por las fases deformativas y metamórficas Cadomienses principales que afectan a su sustrato (EGUILUZ, 1987; QUESADA *et al.*, 1990; ABALOS, 1990). La edad de los granitos de Higuera de la Serena se ha datado en 575 ± 15 m.a. (EGUILUZ, com. pers).

Por efecto de la Orogenia Cadomiense, la mayor parte de los materiales Precámbricos debieron emerger y ser sometidos a erosión. En el ámbito de esta hoja, el periodo de emersión pudo durar hasta el Ordovícico Inferior, cuando por efecto de una tectónica en *horst* y *grabens*, comenzaron a depositarse sedimentos continentales (Serie Arcósica) discordantes y restringidos a cuencas discontinuas.

A continuación, pero todavía dentro del Ordovícico Inferior, se produjo una transgresión

generalizada que dió lugar a la intalación de un plataforma detrítica somera que se mantuvo hasta el Ordovícico Superior y es posible que tambien hasta parte del Silúrico.

En esta hoja, al igual que en la mayor pare del Dominio de Obejo-Valsequillo, se observa un hiato sedimentario que abarca, según las áreas, desde el Ordovícico superior o el Silúrico Inferior hasta el Silúrico Superior.

Los sedimentos del Devórico Inferior se se disponen discordantes sobre el Ordovícico y suponen la reinstauración de las condiciones de plataforma somera, con depósito de abundantes niveles carbonatados, y que fueron acompañados de importantes procesos volcánicos, esencialmente de caracter básico.

El siguiente hecho registrado por las rocas de esta hoja, tiene ya que ver con la Orogenia Varisca.

La deformación Varisca mas antigua registrada en esta hoja, sólo se observa en la Unidad Aloctona, preservada como relictos de una esquistosidad S₁ en charnelas de micropliegues posteriores. Esta S₁ corresponde a la fábrica de plano axial de una fase de deformación que produce grandes pliegues tumbados vergentes al noreste, claramente visibles en otras areas situadas en la Unidad Alóctona. En esta hoja, y con relación a esta fase, también se observan pliegues reaplastados y verticalizados. La edad de las primeras deformaciones Variscas es posterior al Devórico Inferior y anterior al Carbonífero Inferior. Sincrónicamente con estos pliegues se desarrolló un primer evento metamórfico que, en los niveles actualmente aflorantes, no sobrepasó el grado bajo.

Después se produjo una zona de cizalla subhorizontal, con movimiento de bloque de techo hacia el sureste, que probablemente tuvo caracter extensional, desarrollada a la vez que una fase metamórfica que alcanzó temeprtras algo mayores que en la fase anterior.

En esotos momentos (tránsito Devónico-Carbonífero), ya debían haberse generado fuertes relieves al sur de esta hoja, probablemente en el Corredor Blastomilonítico, así como una compartimentación en cuencas de las zonas mas deprimidas. Es entonces cuando empezaron a depositarse los primeros sedimentos sinorogénicos Carboníferos durante el Tournaisiense y el Viseense. Estos sedimentos forman series tipo *Flysch* que rellenaban

cuencas de antepais.

A continuación se produjo el emplazamiento de la Unidad Alóctona sobre la Autóctona mediante el Cabalgamiento Basal y, probablemente, también comenzaron a producirse los cabalgamientos que estructuraron en escamas la Unidad Autóctona y también los pliegues asociados.

El transporte tectónico a hacia el noreste que suponen los pliegues tumbados y los cabalgamientos acabó bloqueándose de alguna manera y, como el acortamiento continuó, todas estas estructuras previas resultaron reaplastadas y veticalizadas a la vez que se producía la fase de plegamiento vertical generalizada que terminó de estructurar la zona, y que afectó también a los sedimentos del Carbonífero Inferior.

Por último, como gran fase de deformación Varisca, se produjo una megacizalla transcurrente senestra, desarrollada en condiciones frágiles, que dio lugar a las grandes fallas de dirección ONO-ESE, típicas del área situada inmediatamente al sur de esta hoja. Aquí, los efectos de esta megacizalla fueron mucho menores que en la zona más interna, esencialmente el Corredor Blastomilonítico.

Seguramente, de manera simultánea o ligeramente posterior a la actuación de la megacizalla frágil, se produjo el emplazamiento del Batolito de Los Pedroches. Esta intrusión parece estar favorecida por la formación de una zona sometida a condiciones de extensión en régimen de *pull apart*. Este batolito, con una geometría marcadamente lineal, parece estar construido por múltiples intrusiones laminares que, con la relajación del régimen transtensivo, evolucionaron a intrusiones diapíricas, con geometría ovoidal, del tipo del Plutón de Quintana.

Hacia el final del Carbonífero, y como consecuencia de la Orogenia Varisca, se produjo la emersión de todo el Macizo ibérico, consolidándose como un área continental estable. En esta hoja, este hecho supone la ausencia de registro geológico hasta los tiempos Teciarios. Como consecuencia de esta prolongada etapa de estabilidad, se produjo un relieve muy maduro con extensas penillanuras sólo interrumpidas por relieves cuarcíticos residuales, generados por erosión diferencial. A la vez que este proceso de peneplanización, se desarrolló un manto de alteración en condiciones subtropicales.

De la Orogenia Alpina no hay evidencias claras en esta región, a pesar de que importantes movimientos de esta edad tuvieron lugar en zonas relativamente cercanas tales como las Cordilleras Béticas o el Sistema Central.

Sin embargo, los movimientos alpinos cambiaron sustancialmente la paleogeografía del Macizo ibérico, produciendo cambios en el drenaje de las áreas estables no afectadas.

El efecto más importante de estos cambios fue la elevación de los niveles de base locales y, como consecuencia, el depósito de sedimentos aluviales en formaciones superficiales de tipo glacis, hecho sucedido entre el Mioceno y el Plioceno.

A continuación, de manera gradual, la erosión remontante de los ríos atlánticos fue rebajando progresivamente el nivel de base y produciendo un cambio desde las condiciones de sedimentación a condiciones de erosión, con un encajamiento de los ríos registrado en los sucesivos niveles de terrazas Cuaternarias.

7. BIBLIOGRAFÍA

APALATEGUI, O.; EGUILUZ, L. y QUESADA, C. (1991).- Part V: Ossa-Morena Zone. Structure. In DALLMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. Edits. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag. pp. 280-291.

APALATEGUI, O.; VILLALOBOS, M. y JORQUERA DE GUINDOS, A. (1988).- Mapa Geológico de España Esc. 1:50.000 MAGNA 2ª Serie. Oliva de Mérida (804). IGME.

ARMENGOT, J. y MARTÍNEZ, C. (1972).- El Carbonífero al Sur del Batolito de los Pedroches. *Rev. Esp. Micropal.* Núm. Extr. pp. 211-213.

ARRIOLA, A.; EGUIGUREN, E. y GARROTE, A. (1983).- El Batolito de los Pedroches en la transversal de Esparragosa de La Serena (Badajoz). *Temas Geol. Miner.*, V reun. G.O.M., pp. 19-28.

AZOR, A. (1994).- Evolución tectonometamórfica del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. Cordillera Varisca, SO de España. Tesis Doct. Univ. de Granada. 295 p. Inédito.

BELLON, H.; BLACHÈRE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, C.; DIXSAUT, C.; HERTRICH, B.; PROST-DAME, V.; ROSSI, P.; SIMON, D. y TAMAIN, G. (1979).- Radiochronologie, évolution tectonomagmatique et implications métalogéniques dans les Cadomo-varisques du Sud-Est hespérique. *Bull. Soc. Geol. France*, Sér. 7, 21, pp. 113-120.

BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P. y JEGOUZO, P. (1979).- Ortogneiss mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, pp. 31-42.

BLATRIX, P. y BURG, J.P. (1981).- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian Orogeny. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 10, pp. 470-478.

CAPDEVILA, R.; MATTE, PH. y PAREDES, J. (1971).- La nature du Précambrien et ses relations avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena centrale (Sud de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série D*, 273, pp. 1359- 1362.

CARVALHOSA, A. (1965).- Contribução para o conhecimento geológico da região entre Portel y Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 2, 130 p.

CASTRO, A. (1988).- Los granitoides deformados de la banda del Guadamez (La Serena, Badajoz). In BEA, F.; CARNICERO, A.; GONZALO, J.C.; LÓPEZ PLAZA, M. y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. Edits. Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L. C. GARCÍA DE FIGUEROLA. Rueda. pp. 413-426.

CASTRO, A. (1990).- Microgranular enclaves of the Quintana Granodiorite (Los Pedroches Batholith). Petrogenetic significance. *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2), pp. 7-21.

CHACÓN, J.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; MITROFANOV, F. y TIMOFEEV, B. V. (1984).- Primeras dataciones microfítópaleontológicas en el sector de Valverde de Burguillos-Jerez de los Caballeros (Anticlinorio de Olivenza-Monesterio). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8, pp. 211-220.

CONTRERAS, F.; APALATEGUI, O. y FLORES VILLAREJO, P.A. (1989-1990).- Mapa Geológico de España Esc. 1:50.000. MAGNA 2ª Serie. Valsequillo (857). Inédito.

FEBREL, T. (1963).- Memoria y Hoja Geológica núm. 857, Valsequillo. Mapa Geológico Nacional Escala 1:50.000. IGME.

GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1985).- El Carbonífero Inferior del norte de la Zona de Ossa-Morena (SW de España). C. R. 10th Int. Congr. Carboniferous. *Stratigraphy and Geology*, 3, pp. 173-186.

GARROTE, A. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1983).- Materiales volcanoclásticos en el Carbonífero Inferior, al SSW de Villaviciosa de Córdoba (Zona de Ossa-Morena). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69-2, pp. 249-257.

GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; APALATEGUI, O. y RÁBANO, I. (1987).- Fósiles Ordovícicos del NO de Adamuz (Córdoba): aportación paleobiogeográfica a la concepción del límite entre las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena durante el Paleozoico. *Geogaceta*, 3, pp. 22-24.

HERRANZ ARAUJO, P. (1985).- El precámbrico y su cobertera Paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz. Tesis Doctoral. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías nº 10. Ed. Univ. Compl. Madrid.

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L.E. (1972).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1:1.000.000. IGME. Madrid.

QUESADA, C.; ROBARDET, M. y GABALDÓN, V. (1990).- Part V Ossa-Morena Zone. Stratigraphy. Synorogenic phase. In DALLMEYER, R.D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. Edits. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer Verlag. pp. 273- 279.

LIÑÁN, E. (1978).- Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral Univ. de Granada. 191 p.

LLOPIS LLADÓ, N.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A. y HERRANZ ARAUJO, P. (1970).- Nota sobre una discordancia, posiblemente precámbrica, al SE de la provincia de Badajoz, y sobre la edad de las series paleozoicas circundantes. *Bol. Geol. Min.*, LXXXI, VI, pp. 586-592.

LISTER, G. S. y SNOKE, A.W. (1984).- S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6, pp. 617-638.

LOTZE, F. (1945).- Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekton. Forsch.*, 6, pp. 78-92.

MAAS, R. (1961).- Geologie insbesondere das Devon im Bereich der Orts Castuera-Cabeza de Buey Monterrubio (Extremadura-Südspanien). *Abh. Akad. Wiss. Lit. Wiesbaden*, H. 2.

MARTÍNEZ POYATOS, D. (1997).- Estructura del Borde Meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena. Tesis Doct. Univ. De Granada. 222 p. Inédita.

MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J.F.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1995).- La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica en el sector suroriental de la Provincia de Badajoz: *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (1-2), pp. 41-50.

PASSCHIER, C.W. y SIMPSON, C. (1986).- Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8, pp. 831-842.

PÉREZ LORENTE, F. (1977).- Geología de la Zona de Ossa Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba). Tesis Doctoral. Univ. De Granada. 340 p.

PLATT, J.P. (1984).- Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 6, pp. 439-442.

RAMÍREZ RAMÍREZ, E. (1972).- Memoria y Hoja Geológica núm. 805, Castuera. Mapa Geol. Nacional, escala 1:50.000. IGME.

SÁNCHEZ CELA, V. y GABALDÓN, V. (1977).- Mapa Geológico de España Esc. 1:50.000. MAGNA 2ª Serie, Zalamea de la Serena (831). IGME.

SCHÄFER, H.J.; GEBAUER, D.; NÄGLER, T.F. y EGUILUZ, L. (1983).- Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudía Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircons systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113, pp. 289-299.