

**MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA**  
**Escala 1:50.000**

**MEMORIA EXPLICATIVA DE LA**  
**HOJA N° 856 (13-34)**  
**MAGUILLA**



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)

**AUTORES**

- . P. Villar Alonso (AURENSA)
- . J.M. Toyos Sáenz de Miera (AURENSA)

## INDICE

<b>0.</b>	<b><u>INTRODUCCIÓN</u></b>	<b>1</b>
0.1.	<u>Marco Geográfico</u>	1
0.2.	<u>Encuadre Geológico</u>	2
0.3.	<u>Trabajos Previos</u>	4
<b>1.</b>	<b><u>ESTRATIGRAFÍA</u></b>	<b>5</b>
1.1.	<b>CORREDOR BLASTOMILONÍTICO</b>	<b>5</b>
1.1.1.	<u>Gneises de Azuaga</u>	6
1.1.2.	<u>Serie Negra</u>	7
1.1.3.	<u>Formación de la Atalaya</u>	8
1.2.	<b>ZONA CENTRO-IBÉRICA. DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO.</b>	<b>9</b>
1.2.1.	<u>UNIDAD ALÓCTONA</u>	9
1.2.1.1.	<u>Grupo Malcocinado</u>	10
1.2.1.2.	<u>Formación Azuaga</u>	12
1.2.1.3.	<u>Ordovícico</u>	12
1.2.1.4.	<u>Devónico</u>	13
1.2.2.	<u>UNIDAD AUTÓCTONA</u>	14
1.2.2.1.	<u>Serie Negra</u>	15
1.2.2.2.	<u>Serie Arcósica</u>	16
1.2.2.3.	<u>Ordovícico</u>	17
1.2.2.4.	<u>Devónico</u>	19
1.3.	<b><u>MATERIALES SINOROGÉNICOS</u></b>	<b>21</b>
1.3.1.	<u>Carbonífero Inferior</u>	21
1.3.2.	<u>Carbonífero Superior</u>	24
1.4.	<b>COBERTERA</b>	<b>25</b>
1.4.1.	<u>TERCIARIO</u>	25
1.4.2.	<u>CUATERNARIO</u>	26
1.4.2.1.	Coluviones	26
1.4.2.2.	Terrazas	26
1.4.2.3.	Aluviones	26
1.4.2.4.	Navas	27
1.4.2.5.	Depósitos Antrópicos. Escombreras	27

<b>2.</b>	<b><u>ROCAS FILONIANAS</u></b> .....	<b>28</b>
	2.1. <b><u>Diques básicos</u></b> .....	<b>28</b>
	2.2. <b><u>Diques riolíticos</u></b> .....	<b>28</b>
<b>3.</b>	<b><u>GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</u></b> .....	<b>30</b>
	3.1. <b><u>Macroestructura general</u></b> .....	<b>30</b>
	3.2. <b><u>Deformación Cadomiense</u></b> .....	<b>31</b>
	3.3. <b><u>Deformación Varisca</u></b> .....	<b>33</b>
	3.3.1. <b><u>Deformaciones principales</u></b> .....	<b>33</b>
	3.3.1.1. <b><u>CORREDOR BLASTOMILONÍTICO</u></b> .....	<b>33</b>
	3.3.1.2. <b><u>UNIDAD ALÓCTONA</u></b> .....	<b>35</b>
	3.3.1.2. <b><u>UNIDAD AUTÓCTONA</u></b> .....	<b>39</b>
	3.3.2. <b><u>Deformaciones tardías</u></b> .....	<b>40</b>
	3.3.3. <b><u>Fracturación</u></b> .....	<b>41</b>
<b>4.</b>	<b><u>METAMORFISMO</u></b> .....	<b>43</b>
	4.1. <b><u>METAMORFISMO CADOMIENSE</u></b> .....	<b>43</b>
	4.1.1. <b><u>Anticlinal de Peralda del Zaucejo</u></b> .....	<b>43</b>
	4.1.2. <b><u>Corredor Blastomilonítico</u></b> .....	<b>44</b>
	4.2. <b><u>METAMORFISMO VARISCO</u></b> .....	<b>45</b>
	4.2.1. <b><u>CORREDOR BLASTOMILONÍTICO</u></b> .....	<b>45</b>
	4.2.2. <b><u>UNIDAD ALÓCTONA</u></b> .....	<b>46</b>
	4.2.3. <b><u>UNIDAD AUTÓCTONA</u></b> .....	<b>48</b>
<b>5.</b>	<b><u>HISTORIA GEOLÓGICA</u></b> .....	<b>49</b>
<b>6.</b>	<b><u>BIBLIOGRAFÍA</u></b> .....	<b>53</b>

## 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 1:200000 de Pozoblanco (4-9).

### 0.1. Marco Geográfico

La hoja nº 856 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50000, 13-34 en la numeración del Servicio Geográfico del Ejército, Maguilla, se encuentra al suroeste de la provincia de Badajoz, con una pequeña parte al este ubicada en la provincia de Córdoba y con el río Zújar como límite interprovincial. Pertenece a la comarca de La Campiña, cuya capital es Llerena.

La morfología de la hoja está conformada por una penillanura situada a cotas de entre 550 y 570 m, en la que destacan algunas sierras lineares, de dirección NO-SE y definidas por crestos cuarcíticos, situadas hacia el noreste. La línea de cumbres de estas sierras se encuentra a una altura de unos 700 m, con una cota máxima de 781 m en el Cerro del Risco. En la parte occidental de la Hoja, el relieve está determinado por abarrancamientos producidos por el fuerte encajamiento en la penillanura del río Matachel, que llega a alcanzar en su salida de la Hoja una cota de 450 m.

Toda la hoja pertenece a la cuenca hidrográfica del Guadiana. Los ríos más importantes son el Zújar, que discurre de sur a norte por la parte oriental, y el Matachel, que después de un tramo sur-norte, sufre un brusco quiebro en su trazado y se dirige casi perpendicularmente hacia el oeste. Ambos ríos registran fuertes avenidas en invierno y primavera y permanecen secos durante el verano. También son destacables desde el punto de vista hidrológico las abundantes lagunas que se encuentran exclusivamente sobre los sedimentos Terciarios. Tienen extensiones de entre 100 y 500 ha y suelen ser redondeadas u ovaladas con una profundidad que no llega a alcanzar los 2 m; son depresiones muy suaves que determinan pequeñas zonas endorreicas en la penillanura, aunque alguna de ellas se encuentra limitada por un escarpe de 1 ó 2 m.

El paisaje vegetal está casi totalmente transformado por la acción humana, encontrándose las llanuras cultivadas con cereales y los terrenos improductivos con plantaciones de eucaliptos y, en algún caso, de alcornocales.

La población más importante es Campillo de Llerena, que se encuentra a caballo entre esta hoja y la de Zalamea (831), con unos 2500 habitantes. Maguilla con unos 1500 y Peraleda del Zaucejo con 1000, son los otros núcleos de población que hay en esta Hoja. La economía de la comarca es fundamentalmente agraria, basada en los cultivos de cereales y en algunas explotaciones de ganadería extensiva. Las vías de comunicación forman parte todas de la red secundaria pero configuran una red bastante densa que se ve complementada por numerosas pistas de uso agrícola.

## **0.2. Encuadre Geológico**

La hoja se encuentra en la parte meridional del Macizo Hespérico y en ella afloran rocas estructuradas durante los ciclos Cadomiense y Varisco, parcialmente recubiertas por sedimentos detríticos continentales de edad Terciaria y Cuaternaria.

Los materiales afectados por la Orogenia Cadomiense son los metasedimentos de la Serie Negra y quizá algunas de las rocas ortoderivadas que se encuentran incluidas en ella. Actualmente, existe una fuerte controversia en cuanto a la edad de los principales eventos tectonometamórficos que afectan a los materiales Precámbricos (DALLMEYER y QUESADA, 1992; QUESADA y DALLMEYER, 1994; AZOR *et al.*, 1992; AZOR *et al.*, 1993; ABALOS *et al.*, 1993), pero es indudable la presencia de una deformación y un metamorfismo Cadomienses en esta región (BLATRIX y BURG, 1981).

En cuanto a la posición de los materiales Variscos, también ha habido controversia sobre su encuadramiento dentro de las Zonas clásicamente establecidas por LOTZE (1945) y JULIVERT *et al.* (1974). Si se usan los criterios de zonación de estos autores, esencialmente la estratigrafía de los materiales Preordovícicos, toda la hoja debe inscribirse en la Zona de Ossa-Morena, puesto que las rocas Precámbricas forman parte de la Serie Negra, formación 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 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 Centro-Ibérica (APALATEGUI y PÉREZ-LORENTE, *op. cit.*; AZOR, 1995; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 1995; MARTÍNEZ POYATOS, 1997).

Por otra parte, recientemente se ha reconocido la importancia del papel desempeñado por la denominada Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba o Corredor Blastomilonítico, siendo en este momento mayoritariamente admitido este accidente como el límite entre las Zonas Centro-Ibérica y de Ossa-Morena (ROBARDET, 1976; APALATEGUI y PÉREZ-LORENTE, 1983; QUESADA *et al.*, 1987; QUESADA 1991 y 1992; AZOR, 1995; MARTÍNEZ POYATOS, 1997).

En resumen, las rocas aflorantes en esta hoja pertenecerían en su mayor parte al Dominio de Obejo-Valsequillo que constituiría el borde meridional de la Zonas Centro-Ibérica, mientras que las rocas metamórficas que se encuentran en el ángulo suroccidental de la hoja formarían parte del Corredor Blastomilonítico, marcando el límite con la Zona de Ossa-Morena.

En el citado Dominio de Obejo-Valsequillo ha sido discriminada una unidad alóctona que cabalga hacia el norte sobre otra autóctona o parautóctona (APALATEGUI y PÉREZ-LORENTE, 1983; APALATEGUI *et al.*, 1991; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 1995; MARTÍNEZ POYATOS, 1997). El cabalgamiento basal de la unidad alóctona aflora en esta hoja, aunque se encuentra casi totalmente recubierto por los sedimentos Terciarios, separando las dos unidades, que tienen diferente evolución tectonotérmica Varisca.

### 0.3. Trabajos Previos

Entre los trabajos con referencia a esta zona, anteriores a la realización de la primera versión de esta hoja MAGNA cabe citar los de FEBREL (1963), FEBREL y SÁENZ DE SANTAMARÍA (1967), MAAS (1961), LLOPIS LLADÓ *et al.* (1970), HERRANZ ARAUJO (1970) y DELGADO QUESADA (1971).

En 1977 se publica la primera versión de esta hoja MAGNA, realizada por SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN, con una cartografía relativamente precisa y una interpretación basada en los postulados de la petrología transformista.

Posteriormente, aparecen una serie de estudios que cubren parte o la totalidad de esta hoja. Entre ellos destacan los de HERRANZ ARAUJO (1984, 1985 y 1986), AZOR, (1995); MARTÍNEZ POYATOS *et al.* (1995) y MARTÍNEZ POYATOS (1997).



## **1. ESTRATIGRAFÍA**

Como ya se ha indicado, en la hoja de Maguilla afloran varias unidades geológicas que han experimentado evoluciones tectonometamórficas distintas. En el ángulo suroeste se encuentran materiales del Corredor Blastomilonítico, formados por rocas Precámbricas y Paleozoicas (?) con una compleja evolución Varisca y es posible que también Cadomiense. En el resto de la hoja aparecen rocas Precámbricas con evolución Cadomiense y una potente serie Paleozoica con evolución Varisca. Además, hay que considerar los materiales sinorogénicos Variscos, constituidos por rocas del Carbonífero Inferior, y materiales tardiorogénicos formados por rocas del Carbonífero Superior. Finalmente, se encuentra una cobertera sedimentaria de edad Terciaria que, aunque de poco espesor, ocupa la mayor parte del área de afloramiento de la Hoja.

### **1.1. CORREDOR BLASTOMILONÍTICO**

El Corredor o Cinturón Blastomilonítico, también llamado Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (BLADIER, 1974; LAURENT, 1974; ROBARDET, 1976; CHACÓN y PASCUAL, 1979; BURG *et al.*, 1981), o Formación Blastomilonítica (DELGADO QUESADA, 1971; QUESADA *et al.*, 1990), o también Unidad Central (AZOR, 1995) y, en parte, Dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano (CHACÓN *et al.*, 1974; DELGADO QUESADA *et al.*, 1977; APALATEGUI *et al.*, 1985), es una banda metamórfica de entre 4 y 10 km de anchura que se extiende desde el Alto Alentejo, en Portugal, donde es cortado por la Falla de Tomar y trasladado hasta las inmediaciones de Oporto, hasta Cerro Muriano, en las proximidades de Córdoba, donde queda recubierta por los sedimentos Terciarios del Valle del Guadalquivir.

La estratigrafía del Corredor ha ido perfilándose hasta llegar a establecerse un cierto consenso general en cuanto al número y definición de las unidades que lo componen, aunque no en cuanto a la naturaleza de los contactos y a su posición estratigráfica original. En general se ha distinguido una unidad gnéisica, en posición estructural inferior, denominada Gneises de Azuaga (BLADIER, 1974; LAURENT, 1974; CHACÓN, 1979) que tiene intercalaciones de metasedimentos y anfibolitas. También se ha diferenciado una unidad intermedia, llamada normalmente Serie o Grupo Leptino-anfibolítico por los autores

franceses, constituida por metasedimentos con intercalaciones de gneises leptiniticos y anfibolitas. Por último, hacia el norte, en posición estructural superior, aparece una unidad compuesta predominantemente por esquistos y cuarcitas y comúnmente denominada Formación o Grupo Atalaya (CHACÓN, 1979).

En este trabajo se han diferenciado cartográficamente en esta hoja tres unidades principales que de sur a norte son: Gneises de Azuaga, Serie Negra y Formación de la Atalaya, que son prácticamente equivalentes a las descritas en la literatura regional.

Todas estas unidades fueron afectadas por una fuerte deformación milonítica relacionada con la Zona de Cizalla senestra de Badajoz-Córdoba durante los tiempos Variscos, que permite reconocer importantes episodios deformativos y metamórficos anteriores pero no caracterizarlos con precisión y, por ahora, establecer innegablemente su edad.

#### **1.1.1. Gneises de Azuaga**

Esta unidad, constituida esencialmente por diversos tipos de rocas gnéicas, es una de las más características del Corredor Blastomilonítico. Es equivalente al Tramo de paragneises del Arroyo Argallón de DELGADO QUESADA (1971).

Afloran en el mismo ángulo suroccidental de la hoja y muestra buenos afloramientos a lo largo del Arroyo Culebra. Se encuentra en una disposición subvertical y en esta hoja aflora un máximo de 1500 m de espesor.

Las rocas que componen los Gneises de Azuaga son principalmente paragneises, existiendo también algunos tramos de ortogneises, e intercalaciones de anfibolitas de espesor métrico a decimétrico. Son relativamente frecuentes las intercalaciones de esquistos y cuarcitas semejantes a los de la Serie Negra y, ocasionalmente pueden observarse niveles calcosilicatados de espesor métrico.

Al igual que ocurre con las otras litologías del Corredor, estas rocas se encuentran intensamente milonitizadas, y presentan habitualmente una fábrica planolinear muy penetrativa. Son frecuentes también bandas de ultramilonitas de espesor variable, de

centimétrico a métrico, que transforman totalmente las características de las rocas.

Las rocas más abundantes son gneises de dos micas, de grano fino a medio y color grisáceo, normalmente con porfiroclastos feldespáticos de pequeño tamaño (2-5 mm), aunque también hay niveles con porfiroclastos de tamaño centimétrico y, en algún caso, se han observado porfiroclastos aislados de varios centímetros de diámetro. Al microscopio, estos gneises están compuestos por porfiroclastos muy deformados de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, en una matriz milonítica de grano fino y muy fino de composición cuarzofeldespática con algunos lepidoblastos dispersos de clorita y mica blanca fengítica. Ocasionalmente se reconocen, como porfiroclastos anteriores a la foliación, restos de biotita y/o granate parcialmente cloritizados y algún pez de moscovita.

Las intercalaciones anfíbolíticas presentan una cierta variabilidad en cuanto al tamaño de grano y a la composición mineralógica. Las variedades de mayor tamaño de grano tienen microporfiroclastos de plagioclasa, normalmente fracturados, en una matriz granoblástica elongada formada por anfíbol marrón, más plagioclasa, esfena y opacos; algunas de estas rocas presentan también biotita y granate. Las variedades de grano fino registran mayores tasas de deformación y retrogradación, y están compuestas de anfíbol verde, plagioclasa albítica, clorita, epidota, opacos y óxidos abundantes. Estas últimas rocas suelen tener textura lepidoblástica o nematoblástica, con algunos porfiroclastos sigmoidales (peces) de anfíbol.

AZOR (1994) ha realizado dataciones sobre este tipo de gneises en muestras procedentes del Arrollo Argallón (Hoja de Azuaga, 878), por el método Rb-Sr sobre roca total, obteniendo una edad de  $690 \pm 137$  Ma.

### **1.1.2. Serie Negra**

La Serie Negra aflora en esta parte del Corredor Blastomilonítico como una estrecha banda de unos 400 m de espesor, adosada por el norte a los Gneises de Azuaga, con los que tienen un contacto gradual por aumento de las intercalaciones de metasedimentos en los gneises hasta que estos últimos acaban prácticamente por desaparecer.

Esta banda está formada por esquistos y paragneises, con algunas intercalaciones desde centimétricas hasta decamétricas de cuarcitas grises muy laminadas y, a veces, cuarcitas negras. En general estas rocas presentan una fuerte fábrica planar o planolinear de carácter milonítico y, en ocasiones, ultramilonítico. Los característicos niveles cuarcíticos laminados y, en particular, las cuarcitas negras, permiten identificar estos tramos como pertenecientes a la Serie Negra (ver apartado 1.2.2.1.).

### **1.1.3. Formación de la Atalaya**

En gran parte del borde septentrional del Corredor Blastomilonítico se encuentra una unidad muy característica que ha sido denominada Formación Esquistos de la Atalaya (CHACÓN, 1974; APALATEGUI *et al.*, 1983).

Aflora en una banda con un espesor de entre 1500 y 2000 m y en esta hoja presenta una intercalación de gneises de dos micas que, localmente, alcanza los 500 m de potencia. El contacto con la Serie Negra infrayacente es muy neto y está remarcado por una banda ultramilonítica que debe representar un accidente relativamente importante.

Está constituida esencialmente por esquistos alumínicos con abundantes intercalaciones de metareniscas y cuarcitas, con colores grises y marrones. También aparecen algunos niveles de cuarcitas feldespáticas de color claro, a menudo granatíferas. También pueden encontrarse intercalaciones de niveles centimétricos y decimétricos de gneises de grano fino.

Como en el resto del Corredor, estas rocas también presentan una fábrica planar y planolinear de carácter milonítico que, no obstante, parece tener menor intensidad que en los tramos más septentrionales.

Los esquistos son las rocas más frecuentes y están compuestos por cuarzo, moscovita y biotita, con plagioclasa accesoria. En general, moscovita y biotita son minerales relictos, anteriores a la foliación más evidente y se encuentran parcial o totalmente transformados en clorita y mica blanca fengítica. Las metareniscas están formadas por cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, aunque el granate puede estar también presente. Todas estas presentan texturas miloníticas en las que prácticamente todos los minerales citados se

encuentran como porfiroclastos englobados en una matriz de grano muy fino rica en cuarzo, clorita y mica blanca.

Los gneises son rocas leucocráticas de grano fino, también milonitizados, compuestos por cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasa. Las micas, moscovita, mica blanca y algo de biotita o clorita son, en general, accesorias.

La edad y relaciones estratigráficas de esta unidad son desconocidas por el momento, ya que no se han encontrado restos orgánicos y no han sido datadas radiométricamente. No obstante una edad preordovícica es segura, puesto que ortogneises intrusivos de esa edad se encuentran intercalados en ella.

## **1.2. ZONA CENTRO-IBÉRICA. DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO.**

Como en el resto de las hojas en las que aflora el Dominio de Obejo-Valsequillo, se ha diferenciado una unidad alóctona y otra autóctona (APALATEGUI y PÉREZ-LORENTE, 1983; APALATEGUI *et al.*, 1991; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 1995; MARTÍNEZ POYATOS, 1997), caracterizadas por una diferente evolución tectonometamórfica Varisca, aunque las series estratigráficas en ambas unidades son bastante similares y no revelan diferencias paleogeográficas importantes durante el Paleozoico.

Por otra parte, en la unidad autóctona, en el núcleo del Anticlinal de Peraleda, afloran materiales Precámbricos de la Serie Negra que han conservado estructuras y metamorfismo de los eventos Cadomienses (BLATRIX y BURG, 1981).

### **1.2.1. UNIDAD ALÓCTONA**

La Unidad Alóctona aflora en ambos extremos laterales de la hoja, quedando toda la parte central recubierta por los sedimentos de la cobertera. En el extremo occidental aflora desde Maguilla, al sur, donde está cortada por la falla del Matachel, hasta el cabalgamiento basal que aflora en el arroyo de Vallehermoso. En el extremo oriental el cabalgamiento basal se sitúa en la ladera norte de la sierra del Ducado, aunque no llega a aflorar debido al

importante manto de derrubios que cubre esta vertiente.

En esta hoja, esta Unidad está compuesta por materiales Precámbricos Tardicadomienses (Formación Malcocinado, FRICKE, 1941), sobre los que se dispone discordante una potente sucesión de rocas Ordovícicas que, a su vez, subyace bajo discordancia de la sucesión Devónica. Además, adosada al Corredor Blastomilonítico mediante la Falla del Matachel aparecen también materiales Cámbricos de la Formación Azuaga (DELGADO QUESADA, 1971) que, al igual que hacen MARTÍNEZ POYATOS *et al.* (1995), se han interpretado como pertenecientes a la Unidad Alóctona.

#### 1.2.1.1. Grupo Malcocinado

Descrita por primera vez por FRICKE (1941) en la región situada al suroeste del Corredor Blastomilonítico, esta unidad aflora profusamente en toda la Zona de Ossa-Morena donde ha recibido otras denominaciones: Formación San Jerónimo (LIÑÁN, 1978), Porfiroides de Jabugo (BARD, 1969) o Porfiroides del Bodonal (HERNÁNDEZ ENRILE, 1971). Constituye un complejo volcano-sedimentario con cierta variabilidad de unos sectores a otros, pero en el que predominan las rocas volcánicas intermedias (andesitas y dacitas), si bien también aparecen términos ácidos (riolitas) y básicos (basaltos). Las rocas sedimentarias son pizarras o esquistos y grauvacas, aunque ocasionalmente aparecen conglomerados y mármoles. También son frecuentes cuerpos de rocas plutónicas intercalados en la unidad o relacionados espacialmente con ella.

En esta hoja, las rocas pertenecientes a esta unidad afloran en una estrecha banda de dirección casi EO, que prácticamente sigue el río Matachel, en el borde centrooccidental de la Hoja. Por el norte se le superponen mediante discordancia y en flanco inverso, los materiales Ordovícicos; por el sur, están recubiertas, también mediante discordancia, por los conglomerados basales Carboníferos de la Cuenca del Matachel.

Al igual que en el resto de la región, esta unidad, que aquí hemos denominado Grupo, es litológicamente compleja. Está formada por rocas metasedimentarias, filitas y metareniscas, rocas volcánicas y rocas ígneas plutónicas, tanto ácidas como básicas. En este afloramiento se han distinguido en cartografía varios niveles de rocas básicas

microgranudas y un potente nivel de riolitas, además de las rocas metasedimentarias que también tienen intercalaciones de rocas básicas no cartografiadas. En total el espesor máximo aflorante no supera los 300 m.

Todas estas rocas presentan una fuerte esquistosidad y están muy plegadas, por lo que no ha podido establecerse una columna estratigráfica. En general la serie es principalmente pelítica, con algunas intercalaciones de bancos métricos de areniscas grauvácicas de grano fino. Las rocas más frecuentes son filitas arenosas de colores grises, compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, mica blanca y clorita. Las grauvacas tienen una composición similar pero con mayor abundancia de clastos de cuarzo, feldespatos y fragmentos de rocas volcánicas.

Las rocas básicas aquí cartografiadas son dioritoides que aparecen en niveles masivos de entre 5 y 20 m de espesor. Son de color oscuro, grano medio y muy duras, por lo que apenas presentan esquistosidad. Están compuestas por microfenocristales de plagioclasa y anfíbol, en una matriz con plagioclasa, biotita, clorita y algo de cuarzo. Siempre están retrogradadas a asociaciones con albita, clorita, actinolita, calcita y epidota.

La riolita que se encuentra en la parte oriental del afloramiento, forma un paquete masivo que llega a alcanzar más de un centenar de metros, aunque se acuña hacia el oeste. Es una roca granuda de grano medio y color blanquecino. Está compuesta por microfenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico en una matriz de grano fino a medio con feldespatos, cuarzo y mica blanca. Estas rocas presentan una débil esquistosidad y una fuerte retrogradación que da lugar a transformaciones de la plagioclasa en sericita y del feldespato potásico en mica blanca.

A escala regional, el Grupo Malcocinado se dispone discordante sobre la Serie Negra (EGUILUZ, 1987; QUESADA *et al.*, 1990). Su edad no se conoce con precisión, ya que los datos paleontológicos son escasos y de poco valor bioestratigráfico. No obstante, su edad es con seguridad infracámbrica, al situarse por debajo del Cámbrico Inferior. LIÑÁN y SCHMITT (1980) describieron cianobacterias y estromatolitos que les permitieron proponer una edad Rifeense. LIÑÁN y PALACIOS (1983) y LIÑÁN *et al.* (1984) documentaron la presencia de microfósiles de pared orgánica y otras cianobacterias, que QUESADA *et al.* (1990) consideraron característica del Vendense Medio-Superior. Esta edad estaría de

acuerdo con las dataciones de algunos cuerpos intrusivos pertenecientes a esta unidad, como el Granitoide de Ahillones, que tiene  $585 \pm 5$  Ma (SCHÄFFER, 1990), si bien otros dan edades algo más recientes, como el Granitoide del Mosquil ( $543.7 + 5.7 - 4.7$  Ma, OCHSNER, 1993).

#### **1.2.1.2. Formación Azuaga**

La Formación Azuaga (DELGADO QUESADA, 1971) es otra de las unidades características de la Zona de Ossa-Morena que también aparece en el Dominio de Obejo-Valsequillo. Su posición estratigráfica y edad siguen siendo fuente de discusión. En este trabajo, sobre la base de los estudios realizados en la hoja de Azuaga (878) (TOYOS, 1997) y de acuerdo con APALATEGUI *et al.* (1983) y AZOR (1995), se considera que esta formación se sitúa por encima, concordantemente, con los niveles carbonatados del Cámbrico Inferior, por lo que su edad sería Cámbrico Inferior-Medio.

En esta hoja muestra sus facies más típicas, constituidas por pizarras con laminaciones milimétricas arenosas alternando con bancos decimétricos de grauvacas de grano fino. Aflora en una banda de 500 a 1000 m de anchura entre el Corredor Blastomilonítico y la Cuenca Carbonífera del Matachel, con un espesor máximo aflorante de unos 600 m. Hay que destacar que en esta zona se encuentra muy intruída por potentes diques riolíticos tardíos.

Es una sucesión muy monótona formada por filitas de colores gris-verdosos con intercalaciones de niveles arenosos de tonos más claros. Las filitas están compuestas de cuarzo, plagioclasa, biotita, mica blanca y clorita. Los niveles arenosos tienen un tamaño de grano de muy fino a fino y están compuestos por clastos subangulosos de cuarzo, abundante plagioclasa y fragmentos de rocas volcánicas; la matriz suele ser abundante y está constituida por clorita, mica blanca y cuarzo.

#### **1.2.1.3. Ordovícico**

Los materiales atribuidos al Ordovícico afloran en el borde centro-noroccidental de la hoja,



al oeste de la carretera de Campillo a Maguilla, y también a lo largo del valle del río Matachel, donde los afloramientos son espectaculares.

Forman una serie detrítica constituida por cuarcitas, areniscas y pizarras o filitas que presenta una compleja estructuración que hace imposible el establecimiento de la secuencia estratigráfica. En esta hoja se apoyan en discordancia sobre el Grupo Malcocinado a lo largo de un flanco inverso que constituye el flanco común del Anticlinal de Puebla de la Reina y el Sinclinal de Hornachos (MARTÍNEZ POYATOS, 1997).

Aunque más al oeste se encuentra un conglomerado basal (MARTÍNEZ POYATOS, op. cit.), en esta hoja se encuentran en la base unos paquetes decamétricos de cuarcitas blancas en facies armoricana que se acuñan hacia el este. A continuación hay una sucesión compuesta de alternancias de pizarras, arcosas, grauvacas y cuarcitas. El espesor de esta secuencia es difícil de medir debido a la abundancia de pliegues y repliegues. En el corte realizado a lo largo del valle del Matachel, donde el afloramiento es continuo, el espesor aflorante no supera los 600 m, aunque su techo está fallado y, por tanto, debe considerarse un espesor mínimo.

Las areniscas y cuarcitas varían en cuanto a tamaño de grano de fino a muy grueso, con algunos términos microconglomeráticos. Los clastos son predominantemente de cuarzo, aunque en algunas rocas son abundantes los feldespatos, sobre todo el feldespato potásico, y fragmentos de lilitas; la mica clástica más abundante y casi la única es la moscovita. La matriz es, en general, escasa, de composición illítico-sericítica o con mica blanca, clorita y biotita en los niveles más metamórficos. Las rocas pelíticas están compuestas por cuarzo, mica blanca fengítica, feldespatos y micas clásticas accesorias.

En esta sucesión no se han encontrado fósiles, aunque existen abundantes pistas sin valor cronoestratigráfico, skolitos esencialmente. HERRANZ (1985) y APALATEGUI *et al.* (1988) encuentran en la Sierra de Hornachos pistas bilobadas que atribuyen a *Cruziana*, permitiéndoles atribuir, al menos parte de la serie, al Ordovícico Inferior.

#### 1.2.1.4. Devónico

Las rocas del Devónico de esta Unidad afloran en los extremos noroccidental y suroriental de la hoja, dispuestas en discordancia sobre los materiales del Ordovícico. Forman una serie litológicamente muy variada en la que predominan las pizarras y las cuarcitas, aunque son frecuentes las areniscas ferruginosas, las arcosas y grauvacas, las calizas y los conglomerados.

En la base se encuentra un nivel discontinuo de conglomerados que puede alcanzar un espesor de unos 10 m, formado por cantos redondeados de cuarcita en una matriz arenosa. La serie continúa con alternancias métricas de cuarcitas y pizarras, con algún nivel carbonatado intercalado como el que aflora en los arroyos de Prado y del Charcón. Hacia techo las cuarcitas se hacen más abundantes y potentes y adquieren un característico color blanco.

Las pizarras y filitas son de colores grises, violáceos o rojos, y están compuestas por cuarzo, mica blanca, clorita y, ocasionalmente, biotita metamórfica. Las areniscas suelen ser ricas en cemento ferruginoso lo que les proporciona un color rojizo o acaramelado. Las cuarcitas están formadas casi exclusivamente por cuarzo con algunos cristales de mica blanca. Las calizas, en las zonas menos metamórficas y menos deformadas, son clásticas y bioclásticas sin un contenido apreciable de matriz.

En general los niveles carbonatados tienen abundantes restos fósiles. SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1977) citan la presencia de braquiópodos bien conservados que les permiten atribuir la serie al Emsiense-Eifeliense. En afloramientos situados más al oeste, APALATEGUI *et al.* (1988) citan la presencia de braquiópodos, crinoides, briozoos, corales y tabulados ramificados que permiten atribuir una edad Devónico Inferior a estas rocas.

#### 1.2.2. UNIDAD AUTÓCTONA

La Unidad Autóctona aflora en el tercio nororiental de la hoja. En el borde norte lo hace desde, aproximadamente el Km 5 de la carretera de Campillo a Peraleda, y en el borde oriental desde la Sierra del Ducado hasta el ángulo nororiental.

En esta hoja la Unidad Autóctona presenta una serie prácticamente monoclin, aunque con algunos pliegues de segundo orden, que, desde el núcleo del Anticlinal de Peraleda hacia el suroeste, hace aflorar sucesivamente la Serie Negra, la Serie Arcósica, las Cuarcitas Ordovícicas y una serie Devónica, repetida por cabalgamientos, con numerosas y potentes intercalaciones volcánicas y subvolcánicas.

#### 1.2.2.1. Serie Negra

Aflora en el núcleo del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo, situado en el ángulo nororiental de la hoja y son rocas equivalentes a las descritas en el Corredor Blastomilonítico. Es una serie característica de toda la Zona de Ossa-Morena y también del Dominio de Obejo-Valsequillo, en la Zona Centro-Ibérica.

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 que se dispone son de muy dudoso valor y proceden 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 esta parte de la hoja de Maguilla, la Serie Negra está compuesta esencialmente por esquistos oscuros con intercalaciones de cuarcitas laminadas, aunque en la prolongación de estos afloramientos hacia el este se encuentran también mármoles (CONTRERAS *et al.*, 1989-1990). 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, además, se encuentra intensamente microplegada. Estas características han impedido la resolución 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 cuarzoesquistos y micaesquistos satinados de color oscuro debido a la abundancia de grafito; al microscopio están compuestas por cuarzo, moscovita, clorita y biotita. Los paragneises son subordinados y están formados por cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita y clorita. Las cuarcitas se encuentran en bancos métricos constituidos por una alternancia centimétrica de cuarcitas blancas y negras, y están formados por cuarzo y pequeños cristales de biotita y mica blanca; el grafito es también muy abundante en las cuarcitas negras. En todos los casos, los minerales accesorios son: turmalina, apatito, rutilo, circón y opacos.

#### 1.2.2.2. Serie Arcósica

Denominamos Serie Arcósica a un conjunto detrítico dominado por facies arenosas que se dispone discordante sobre los esquistos de la Serie Negra o, en otros lugares, sobre el Grupo Malcocinado y, cuando la estructura lo permite, bajo las series cuarcíticas del Ordovícico. La 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 encontrado fósiles, excepto pistas banales y *skolitos* (HERRANZ, 1985). En las hojas cercanas de Castuera (805) (INSÚA *et al.*, 1990-1991); Oliva de Mérida (804) (APALATEGUI *et al.*, 1988) y Valsequillo (857) (CONTRERAS *et al.*, 1989-1990), al igual que HERRANZ (1985), atribuyen estos materiales al Tremadoc, por correlación litológica y por su posición bajo la Cuarcita Armoricana. Sin embargo, también es posible correlacionar esta Serie, por las mismas similitudes litológicas, con la Formación Torreárboles (LIÑÁN, 1978) de edad Cámbrico Inferior y presente en toda la Zona de Ossa-Morena. En este estudio no se aportan nuevos datos paleontológicos y, por tanto, preferimos atribuir esta unidad al amplio intervalo que va del Cámbrico Inferior al Ordovícico Inferior.

En esta hoja, la Serie Arcósica aflora en ambos flancos del Anticlinal de Peraleda, dispuesta discordantemente sobre la Serie Negra y debajo de niveles cuarcíticos Ordovícicos asimilables a la Cuarcita Armoricana. Está compuesta por areniscas feldespáticas con

abundantes intercalaciones de conglomerados y algunos niveles pizarrosos.

Todas las rocas son siempre de colores claros predominando en general los tonos blanco-amarillentos. Los conglomerados son granosoportados, con un tamaño de los cantos que varía de 2 a 10 cm y una matriz arenosa. El espectro composicional de los cantos es muy variado, pero en esta zona predominan los de cuarcitas, muchas veces de color negro, los de esquistos y los de rocas volcánicas ácidas; también se encuentran cantos de granito y de cuarzo lechoso de origen filoniano. Estos conglomerados forman cuerpos canalizados de pequeño espesor y gran extensión lateral, a menudo con estratificación cruzada en surco de gran escala.

Las areniscas feldespáticas son de grano medio a grueso y se disponen en paquetes masivos o en cuerpos lentejones con intercalaciones de tapices de gravas definiendo estratificaciones cruzadas de bajo ángulo. Los clastos son de cuarzo, feldespato potásico (microclina) y fragmentos de roca, fundamentalmente de esquistos y cuarcitas negras; también se encuentran micas clásticas, esencialmente moscovita, cantos blandos y de rocas volcánicas. En algunos tramos es frecuente la presencia de clastos de cuarzo volcánico con golfos de corrosión. La matriz es, en general, escasa y de composición sericítica o cuarzo-sericítica.

En conjunto y al igual que las rocas similares que se encuentran en las hojas de Zalamea (831) (VILLAR, 1997), Castuera (805) (INSÚA *et al.*, 1990-1991) y Monterrubio (832) (VILLAR, 1997), esta serie muestra las características de un depósito continental, con canales fluviales de alta energía que evolucionan a una amplia llanura aluvial en la que se desarrollan canales trenzados de fondo plano con barras arenosas y de gravas que migran lateral y longitudinalmente.

### **1.2.2.3. Ordovícico**

Los niveles Ordovícicos que aquí afloran se encuentran en el flanco sur del Anticlinal de Peraleda, en el ángulo nororiental de la hoja, y constituyen una sucesión predominantemente cuarcítica que se correlaciona, a escala regional, con la Cuarcita Armoricana, típica de la Zona Centro-Ibérica.

Se disponen discordantes sobre la Serie Arcósica o sobre los materiales Precámbricos de la Serie Negra. Esta discordancia parece relacionada con una fracturación en *horst* y *grabens*, prácticamente sinsedimentaria con la Serie Arcósica, con bloques elevados en los que las cuarcitas se sitúan sobre el Precámbrico, y bloques hundidos en los que se deposita la Serie Arcósica y, posteriormente, las cuarcitas Ordovícicas dispuestas paraconcordantemente o, localmente, discordantes.

La edad Ordovícica de estos niveles no está sustentada paleontológicamente en ningún punto de la región. Ni en ésta, ni en 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 Ordovícico Inferior de la Zona Centro-Ibérica.

La potencia de estos niveles es inferior a 200 m, la mínima que se encuentra en esta región, desconociéndose si es un efecto de la discordancia basal del Devónico o de pequeños rejuegos de la fracturación en bloques comentada anteriormente. En el corte del río Zújar, en la época de estiaje, la sucesión está perfectamente expuesta con una calidad de afloramiento excepcional. En este punto, la serie comienza con unos 25 m de alternancias de cuarcitas feldespáticas en capas decimétricas masivas, con niveles centimétricos de pizarras de color claro. A continuación y en tránsito gradual, se encuentran unos 125 m de niveles de cuarcitas y ortocuarcitas en capas de decimétricas a métricas formando secuencias estrato y granocrecientes, alternando con niveles pizarrosos centimétricos de color rojizo o ámbar; estas capas suelen presentar estratificación paralela y cruzada planar de bajo ángulo y, a techo, *ripples* de oscilación. Los niveles más altos, están formados por pizarras de color claro con algunas intercalaciones decimétricas y centimétricas de cuarcitas de grano fino. Esta sucesión es similar al tramo inferior de la que se encuentra en el flanco norte del Anticlinal de Peraleda, pero, al contrario que allí, no aparecen los tramos siguientes formados por bancos métricos masivos de ortocuarcitas blancas que representan las facies armoricanas típicas.

Esta sucesión supone un cambio en las condiciones del medio deposicional respecto a la unidad inferior. Las secuencias descritas son características de un medio marino somero en el que los niveles cuarcíticos más gruesos representan barras arenosas (*megaripples* o

dunas) retocadas por el oleaje, y los niveles pizarrosos con intercalaciones finas de cuarcitas representan las facies de interbarra. Estas condiciones suponen una transgresión respecto a la Serie Arcósica que, por otra parte, es característica del Ordovícico Inferior en toda la Zona Centro-Ibérica.

#### 1.2.2.4. Devónico

Las rocas atribuidas al Devónico en la Unidad Autóctona constituyen un potente conjunto litológicamente muy variado. En esta hoja pueden diferenciarse dos subunidades separadas por un cabalgamiento. La más meridional constituye la prolongación hacia el sureste de lo que en la hoja de Zalamea se ha denominado Escama de Mingorrubio y forma el sustrato inmediato de la Unidad Alóctona, mientras que la otra subunidad forma parte del flanco sur del Anticlinal de Peraleda. No parecen existir diferencias estratigráficas ni litológicas sustanciales entre ambas subunidades, si se exceptúa la mayor abundancia de rocas volcánicas y subvolcánicas en la Escama de Mingorrubio.

En el flanco sur del Anticlinal de Peraleda el Devónico se dispone paraconcordantemente sobre los niveles Ordovícicos, aunque este contacto se ha representado como una discordancia por criterios regionales y por la ausencia de gran parte del Ordovícico y del Silúrico. Aquí, la sucesión comienza por un tramo de unos 200 m de pizarras rojizas o violáceas con intercalaciones arenosas o cuarcíticas decimétricas de un típico color rojizo. Hacia la base se ha encontrado y cartografiado un nivel intercalado de rocas volcánicas básicas de unos 20 m de espesor. Por encima aparece un tramo cuarcítico de algo más de 250 m, formado por paquetes de bancos métricos de ortocuarcitas blancas masivas, con intercalaciones decimétricas de pizarras. Por último, se encuentra otro tramo de alternancias decimétricas de pizarras y cuarcitas acarameladas.

En la escama de Mingorrubio, al estar la sucesión limitada a techo y muro por sendos cabalgamientos, la serie estratigráfica es difícil de establecer. Una característica de esta subunidad es la presencia de importantes masas de rocas volcánicas y subvolcánicas que pueden llegar a alcanzar más de 1500 m de potencia. En líneas generales, en la parte más baja de la sucesión se encuentran materiales volcánicos básicos constituidos por niveles lávicos y pizarras tobáceas, que sufren fuertes variaciones de espesor y que, localmente

pueden llegar a desaparecer. Por encima aparece un tramo muy rico en paquetes de cuarcitas blancas en bancos métricos, que alternan con niveles de alternancias decimétricas de pizarras y cuarcitas. Hacia el noroeste la sucesión parece repetirse con un tramo volcánico seguido de niveles de cuarcitas blancas, desconociéndose si se trata de una repetición por cabalgamiento o un nuevo episodio volcánico en la sucesión Devónica.

Entre las rocas volcánicas básicas se encuentran facies extrusivas formadas por material vítreo o criptocristalino, con algunos microcristales aciculares de plagioclasa y microfenocristales de clinopiroxeno o anfíbol marrón, normalmente transformados en clorita. Las facies intrusivas subvolcánicas son rocas granudas de grano fino microporfídicas que presentan texturas ofíticas o intersertales, formadas por fenocristales tabulares de plagioclasa incluidos en masas monocristalinas de clinopiroxeno. En la mayoría de los casos se encuentran fuertes retrogradaciones a anfíboles actinolíticos, clorita, epidota, clinozoisita, calcita y saussurita. Las facies tobáceas son rocas pizarrosas formadas por material de grano muy fino rico en clorita. También se encuentran rocas volcanoclásticas compuestas por un aglomerado de fragmentos de material volcánico y sedimentario con matriz cinerítica y vacuolas rellenas de calcita.

Las rocas ácidas del valle de Navalespino son granitoides subvolcánicos formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita cloritizada, y también rocas riolíticas formadas por microfenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en una matriz de grano muy fino, casi criptocristalina y de composición illítico-clorítica.

Las cuarcitas blancas tienen un tamaño de grano que varía de fino a muy grueso y están compuestas de granos redondeados de cuarzo con cemento silíceo, con moscovita, plagioclasa y, en algún caso, feldespato potásico como clastos accesorios más frecuentes. Las cuarcitas acarameladas son areniscas cuarzosas con un cemento ferruginoso o una matriz ferruginizada.

Es de destacar que en esta zona no se han encontrado niveles calcáreos como los que abundan en el flanco norte del anticlinal de Peraleda y en la prolongación de estos niveles hacia el noroeste.



### 1.3. MATERIALES SINOROGÉNICOS

A escala regional los materiales sinorogénicos Variscos abarcan un conjunto de sedimentos marinos y continentales, variablemente afectados por la deformación y el metamorfismo Variscos.

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 (1983).

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

Cuencas de antepaís rellenas de *flyschs* y molasas

Cuencas intramontañosas sinorogénicas

Cuencas intramontañosas tardiorogénicas

Los sedimentos Carboníferos que afloran en la parte occidental de esta hoja pertenecen al primer grupo, mientras que los de la parte oriental son sedimentos tardiorogénicos continentales.

#### 1.3.1. Carbonífero Inferior

La problemática del comienzo del Carbonífero en esta zona es compleja y está aún por resolver, a pesar de que, dado su carácter sinorogénico, las relaciones estratigráficas con su sustrato tienen gran importancia para la comprensión de la evolución tectónica Varisca.

En esta hoja el Carbonífero Inferior se encuentra en tres grandes afloramientos que constituyen sinclinales, sinformes en el sustrato. De sur a norte se encuentran: Sinclinal de Maguilla, sinclinal meridional del Sinclinorio de Campillo y sinclinal septentrional del

mismo Sinclinorio que, a su vez, se encuentra en dos afloramientos separados por una falla normal longitudinal. En el afloramiento más meridional, el Carbonífero se superpone discordantemente sobre los materiales Precámbricos del Grupo Malcocinado, mientras que hacia el norte lo hace sobre rocas Devónicas, pero con un metamorfismo y una deformación que no afecta al Carbonífero.

En el Sinclinal de Maguilla, el flanco sur se encuentra cortado por una falla con movimiento relativamente tardío que oculta parte de este flanco, mientras que en el flanco norte la serie Carbonífera se superpone directamente sobre materiales Precámbricos del Grupo Malcocinado. La serie, comienza en este último flanco, por un potente paquete de conglomerados de entre 100 y 200 m de espesor, y se continua con una sucesión de grauvacas y pizarras con algunas intercalaciones de conglomerados, escasos niveles carbonatados y abundantes intercalaciones de rocas básicas de carácter predominantemente intrusivo (*sills*). Su espesor total es difícil de establecer debido a la complejidad estructural y a la falta de buenos cortes con afloramiento continuo, pero puede estimarse entre 500 y 1000 m. SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1977) citan fauna en los niveles carbonatados, entre la que se encuentra *Tetrataxis* EHRENBERG, *Ammodiscella*?, *Endothyra fomichaensis* LEBEDEVA, *Endothyra* sp. y abundantes restos de briozoos y crinoides que les permiten datar estos materiales como Tournaisiense-Viseenses.

Los conglomerados son granosoportados y están formados por cantos, de redondeados a subangulosos, de entre cuatro y ocho cm de diámetro. Son de naturaleza fundamentalmente cuarcítica, aunque también se encuentran otros de rocas metamórficas de diverso tipo y calcáreos, con pequeños porcentajes de matriz arenosa. Normalmente se presentan masivos, sin estructura interna, aunque en algunos casos pueden reconocerse cuerpos canalizados con gradación positiva.

Las areniscas están formadas por clastos de cuarzo, fragmentos de rocas metamórficas, volcánicas, feldespatos y micas clásticas en una matriz generalmente abundante, compuesta por minerales filosilicatados de grano muy fino y composición sericítico-clorítica y, en algunos casos, carbonatada.

Las rocas básicas forman niveles paraconcordantes con la estratificación de entre 1 y 10 m de espesor, que también se encuentran plegados. Son rocas granudas de grano fino, de

color oscuro y muy compactas y duras y son de composición basáltica. Están formadas esencialmente por plagioclasa y clinopiroxeno con texturas ofíticas o intergranulares, aunque algunas muestras presentan también un anfíbol marrón primario. En otros casos, las rocas son claramente volcánicas, formadas por microfenocristales de plagioclasa en una matriz casi criptocristalina rica en clorita. En general todas las rocas básicas se encuentran parcialmente retrogradadas con formación de albita, clorita, calcita y prehnita.

En los afloramientos del Sinclinorio de Campillo la sucesión es similar litológicamente, aunque aquí no se encuentran rocas básicas. En el sinclinal meridional, afloran unos 400 m de serie, que puede comenzar por unos niveles conglomeráticos con espesores que varían de 0 a 60 m y que se repiten intercalados en la sucesión. Otra característica de este sinclinal es la abundancia de rocas carbonatadas, que se presentan en capas métricas intercaladas con pizarras y grauvacas o formando paquetes de hasta 25 m de espesor. En los dos afloramientos del sinclinal septentrional, en cambio, no se han encontrado conglomerados, los materiales son claramente más finos, limos esencialmente, y las calizas forman un único nivel de unos 20m de potencia. En este último afloramiento el espesor total de la sucesión Carbonífera no sobrepasa los 250 m.

Los conglomerados son muy similares a los descritos en los afloramientos del Sinclinal de Maguilla, si bien presentan un tamaño de cantos menor por término medio, de entre 2 y 5 cm. Su composición también es similar, con abundancia de cantos de rocas metamórficas, sobre todo cuarcitas miloníticas y esquistos. Los términos arenosos suelen ser de grano fino, formados por clastos de cuarzo, fragmentos de rocas metamórficas, feldespatos y micas. La matriz es de composición predominantemente cuarzosericítica y se encuentra poco recrystalizada.

Las calizas son muy variadas, encontrándose bancos de tonos claros, otros grisáceos e incluso negras, con carácter fétido. En general son rocas bioclásticas, con mayor o menor componente terrígeno, cuarzo esencialmente, y pueden clasificarse como biomicritas y bioesparitas en función del contenido en cemento o matriz fangosa. Su componente detrítico más importante son siempre los fragmentos de fósiles, entre los que destacan por su abundancia los briozoos, los crinoides y las placas de equinodermo. También existen bancos recifales con abundante macro y microfauna. SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1977) encuentran en estos niveles *Archaeodiscus karrery* BARRY, *Endothyra*, *Seminovella*,

*Archaedisque* sp., *Tetrataxis*, *Tuberitina* y abundantes restos de crinoides y briozoos (*Fenestella*) que les permiten datar estos niveles como Viseenses. En el sinclinal septentrional también hay algunos niveles calcáreos bioclásticos y recifales pero en su mayor parte son calizas oolíticas, normalmente oosparíticas, aunque también se encuentran algunas oomicritas.

En conjunto, se trata de depósitos marinos muy someros, aunque localmente puedan haber existido periodos de emersión. En todo los niveles son frecuentes los fósiles de plantas y animales marinos de aguas someras, siendo la bioturbación el rasgo más característico de los niveles lutíticos. Desde el punto de vista sedimentológico, estos depósitos han sido interpretados como un medio de *lagoon*, en el que se desarrollaban pequeños deltas (GABALDÓN *et al.*, 1983).

### 1.3.2. Carbonífero Superior

El Carbonífero Superior se encuentra como un afloramiento lineal en el borde suroriental de la hoja, siguiendo el Arroyo del Cinglar hasta su confluencia con el Zújar. Aunque sus contactos inferiores no han podido observarse por la abundancia de derrubios, la estructura es la de un suave sinclinal, por lo que el contacto inferior no tiene por que ser una fractura importante.

La serie tiene un espesor inferior a los 100 m y está compuesta fundamentalmente por areniscas gruesas y conglomerados, siempre de tonos blanquecinos o amarillentos con un contenido feldespático importante. Los cantos de los conglomerados son redondeados, con un tamaño muy variable, entre 1 y 10 cm, y constituidos fundamentalmente por cuarcitas.

Hacia el este, la serie evoluciona a niveles arenosos con intercalaciones de conglomerados y pizarras carbonosas con restos vegetales entre los que SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1977) recogieron *Stigmaria* sp., *Calamites suckowi*, *Sphenopteris obtusiloba* BGT y hojas de *Cordaites*, que les permiten datar estos materiales como Westfaliense A-C.

#### 1.4. COBERTERA

La cobertera Cenozoica ocupa la mayor parte del área de afloramiento de la hoja, rellenando la gran llanura de Maguilla y áreas adyacentes. Constituyen un recubrimiento de materiales detríticos continentales de edad postalpina que se encuentran relacionados con los relieves y la red fluvial actual. En este trabajo se ha diferenciado un conjunto de sedimentos relativamente antiguos que forman una gran llanura aluvial, considerados de edad Terciaria, y unos depósitos recientes muy localizados que se encuentran en relación a las laderas de los principales relieves y a los cauces fluviales actuales, que se consideran de edad Cuaternaria.

##### 1.4.1. TERCIARIO

En toda la parte central de la hoja se encuentra un recubrimiento sedimentario poco consolidado que, generalmente, presenta un espesor mínimo, muchas veces inferior a 1 ó 2 m y que como máximo alcanza los 10 m de potencia.

Se superpone discordante a un paleorrelieve muy suave, casi una penillanura, caracterizado por la existencia de un manto de alteración con desarrollo muy irregular. En amplias zonas se conserva el techo de este depósito como una superficie de colmatación.

Excepto en las zonas más proximales, adosadas a los relieves cuarcíticos, donde son abundantes los conglomerados, se trata de materiales areno-arcillosos de tonos claros. Normalmente están mal organizados, salvo algún caso de cuerpos arenosos canaliformes de baja relación profundidad/anchura. Corresponden a sedimentos aluviales y fluviales con zonas de pequeños lagos, en una cuenca endorreica de la que todavía quedan resquicios locales.

En consonancia con el endorreísmo, los procesos edáficos fueron muy abundantes y recurrentes, desarrollándose potentes costras calcáreas que dieron lugar a calcretas y travertinos.

Su edad es desconocida debido a la ausencia de restos fósiles. Por criterios

geomorfológicos y paleoclimáticos, estos materiales pueden atribuirse al intervalo Mioceno-Plioceno, al igual que el resto de los depósitos similares que aparecen dispersos por toda la región.

#### 1.4.2. CUATERNARIO

Los sedimentos Cuaternarios están siempre en relación con procesos de sedimentación actuales. De acuerdo con estos procesos, pueden clasificarse en depósitos de ladera, esencialmente coluviones y canchales, y depósitos fluviales. También se han considerado unos depósitos de origen antrópico ligados a antiguas explotaciones mineras.

##### 1.4.2.1. **Coluviones**

No alcanzan un gran desarrollo en esta hoja. Están ligados siempre a los relieves cuarcíticos del tercio nororiental de la misma. Son depósitos de gravedad formados por cantos y fragmentos angulosos de cuarcita procedentes de las crestas de las sierras. Son sedimentos mal seleccionados y sin organización ninguna, formados por bloques, gravas y arenas que pueden tener o no matriz arcillosa en función de la abundancia de pizarras en el área fuente.

##### 1.4.2.2. **Terrazas**

Tienen muy escasa representación en esta hoja. Aparecen sobre todo en el Arroyo del Rosal y, en menor medida en el Río Zújar. Se sitúan a 1 ó 2 m sobre el nivel actual de los cauces y muchas de ellas quedan recubiertas por las aguas en la época de avenidas, por lo que son subactuales. Están compuestas por cuerpos arenosos y conglomeráticos en facies canalizadas, incluidos en limos y arcillas de llanura de inundación.

##### 1.4.2.3. **Aluviones**

Son los depósitos actuales típicos de cauce fluvial y se encuentran preferentemente en los

dos tercios orientales de la hoja, especialmente cuando los ríos y arroyos discurren sobre los sedimentos Terciarios. En la parte occidental de la hoja, el fuerte encajamiento de los cauces fluviales impide la existencia de depósitos aluviales significativos. Están formados por conglomerados y arenas en facies de canal, tanto de fondo como de barras laterales y longitudinales, alternando con depósitos de limos y arcillas de llanura de inundación.

#### **1.4.2.4. Navas**

Son depósitos geológicamente insignificantes, que se encuentran en las depresiones endorreicas que dan lugar a las charcas y lagunas que aparecen sobre los sedimentos Terciarios en las zonas más planas de la superficie de colmatación. Están formados por limos y arcillas que, cuando las lagunas están desecadas, constituyen excelentes suelos de cultivo.

#### **1.4.2.5. Depósitos Antrópicos. Escombreras**

Están formados por tres pequeñas escombreras de la Mina Santa Bárbara, situada el borde oriental de la hoja, junto a la carretera de Cuenca a Los Blázquez.

## **2. ROCAS FILONIANAS**

Aparte de los niveles subvolcánicos del Carbonífero Inferior que se encuentran en el Sinclinal de Maguilla, se han considerado dos tipos de rocas filonianas. Del primero de ellos se han reconocido dos pequeños diques básicos que se encuentran intruídos en la Serie Negra del núcleo del Anticlinal de Peraleda del Zaucejo. El segundo está formado por los potentes y abundantes diques riolíticos que se encuentran jalonando la Falla del Machel.

### **2.1. Diques básicos**

Se han reconocido dos pequeños diques básicos de dirección N135°E, encajados en la Serie Negra y cortando tanto la estratificación como la esquistosidad Cadomiense. Su edad es totalmente desconocida.

Son rocas básicas de grano fino formadas por plagioclasa y anfíbol marrón con textura intergranular y acompañadas de abundantes opacos. Normalmente están muy transformada a clorita, saussurita y calcita, pero no presentan nunca deformación.

### **2.2. Diques riolíticos**

Aparecen en el ángulo suroccidental de la hoja, formando un haz paralelo de dirección N115°E, aparentemente relacionados con la Falla del Machel y con la fractura que limita por el sur el Sinclinal Carbonífero de Maguilla. Sin embargo, estos diques, cuando aparecen en las mismas Fallas, se encuentran intensamente brechificados, por lo que son, al menos, anteriores a la última actuación de estos accidentes y, además, se encuentran también intruidos fuera de las fallas. Se encuentran exclusivamente encajados en las pizarras de la Formación Azuaga, en diques y filones subparalelos a la esquistosidad con espesores de entre 0.5 y 5 m y no están deformados excepto cuando están afectados por las fallas.

Son de composición granítica, formados por microfenocristales idiomorfos de plagioclasa y xenomorfos de cuarzo y feldespato potásico, en una matriz de grano fino de albita, cuarzo, clorita y mica blanca. Ocasionalmente se encuentran también microfenocristales



de biotita asociados a granos de esfena y parcial o totalmente moscovitizados o cloritizados.

### 3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La estructuración que presentan las rocas de esta hoja es, principalmente, el resultado de la Orogenia Varisca. No obstante, existen pruebas, además de numerosas sugerencias, que evidencian importantes movimientos Cadomienses afectando a una parte de los materiales Precámbricos. Por otra parte, la Orogenia Alpina también debió afectar a esta región, al igual que al resto de la Península Ibérica; sin embargo, los movimientos debieron ser lo suficientemente débiles como para no haber dejado evidencias estructurales claras.

#### 3.1. Macroestructura general

El zócalo Premesozoico de la hoja presenta una estructura esencialmente Varisca determinada por tres grandes unidades estructurales. En el ángulo suroccidental de la hoja y limitado por el norte por la Falla del Machel, aflora el denominado Corredor Blastomilonítico, que es una zona de cizalla con movimiento esencialmente transcurrente y en posición subvertical. El resto de la hoja pertenece al Dominio de Obejo-Valsequillo, en el que se ha distinguido a escala regional una Unidad Alóctona que cabalga hacia el norte a otra autóctona o parautóctona (APALATEGUI y PÉREZ-LORENTE, 1983; APALATEGUI *et al.*, 1991; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 1995; MARTÍNEZ POYATOS, 1997). En esta hoja aflora el cabalgamiento basal de la Unidad Alóctona, cruzándola diagonalmente desde el tercio occidental del borde norte hasta el tercio septentrional del borde este, separando la Unidad Alóctona, al suroeste, de la Unidad Autóctona, al noreste.

En la Unidad Alóctona, la megaestructura está determinada por una primera fase de plegamiento recumbente, vergente al noreste y que sólo afecta a los materiales precarboníferos, y una segunda fase de replegamiento vertical, que también afecta a los materiales Carboníferos. De esta manera, la megaestructura está formada por un antiforme, Antiforme del Machel, de plano axial vertical y dirección N140°E y en cuyo núcleo aflora el Ordovícico, flanqueado por dos sinformes, sinclinales en los sedimentos Carboníferos, que reciben los nombres de Maguilla, al suroeste, y de Campillo, al noreste, aunque este último es realmente un sinclinorio complejo. Hay que destacar que estos repliegues deben afectar también al cabalgamiento basal. En cuanto a la estructura de primera fase, en el núcleo del antiforme se encuentra principalmente un gran flanco inverso, que es el flanco

común del Anticlinal de Puebla de la Reina y el Sinclinal de Hornachos (MARTÍNEZ POYATOS, 1997)

La Unidad Autóctona tiene, en cambio, una estructura notablemente distinta, determinada por la ausencia de la primera fase de plegamiento recumbente. En efecto, la megaestructura de esta Unidad es una sucesión de escamas y pliegues verticales. De suroeste a noreste y a partir del cabalgamiento basal de la Unidad Alóctona, se encuentran las siguientes estructuras de primer orden: Escama de Retamal, que se acuña rápidamente contra el cabalgamiento basal, Escama de Mingorrubio, que se prolonga como una banda noroeste-sureste por toda la hoja, y Anticlinal de Peraleda del Zaucejo, que se encuentra en el ángulo nororiental de la hoja.

### **3.2. Deformación Cadomiense**

La existencia en el núcleo del Anticlinal de Peraleda 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  $550 \pm 10$  Ma. En las rocas de la Serie Negra del Anticlinal de Peraleda existe, pues, una deformación Precámbrica, de edad Cadomiense, bien conservada.

En algunos de los últimos trabajos sobre el Corredor Blastomilonítico se ha propuesto una evolución poliorogénica dominada por la Orogenia Cadomiense (ABALOS, 1990; ABALOS *et al.*, 1991; QUESADA, 1991). Sin embargo, otros estudios proponen que el evento tectonometamórfico principal es Varisco (AZOR *et al.*, 1994; AZOR, 1995). A pesar de esto, parece haber una coincidencia en que, de acuerdo con BURG *et al.* (1981), la deformación principal Varisca en el Corredor es un cizallamiento dúctil, de carácter sinistroso, subvertical y desarrollado en condiciones epi-mesozonales, que se produce sobre rocas que han sufrido anteriormente un metamorfismo de alto grado.

En esta hoja, la única deformación penetrativa encontrada en el Corredor es una foliación milonítica subvertical, desarrollada en condiciones epizonales, con la lineación de estiramiento en dirección ONO-ESE e inmersión ligera al SE, que indica un sentido de

movimiento senestro y que debe corresponder a la deformación Varisca. Hay que destacar que la intensidad de esta fábrica es tal que no permite la conservación de estructuras previas, por lo que no es descartable que en esta zona, al igual que en el Anticlinal de Peraleda, la Serie Negra y, quizás, las otras formaciones presentes, estuvieran estructuradas por eventos Cadomienses. En este sentido, en algunas muestras procedentes de la Formación Atalaya, en la parte septentrional del Corredor, se han encontrado relictos de una estructuración previa a la foliación milonítica de bajo grado que es característica en esta hoja. Se trata de pequeños microdominios con forma de almendra y rodeados por la foliación milonítica, en los que se conserva plegada una esquistosidad previa con aspecto de bandeo tectónico y también con características miloníticas, desarrollada en condiciones metamórficas algo mayores. Se desconoce si se trata realmente de una fábrica previa al cizallamiento transcurrente senestro (biotita-moscovita de alta cristalinidad) o es, sencillamente, un relikto de estadios tempranos de este mismo cizallamiento.

En las rocas con deformación Precámbrica del núcleo del Anticlinal de Peraleda la estructura más penetrativa es una esquistosidad que está siempre presente, paralela al plano axial de pliegues isoclinales de pequeña escala y al bandeo litológico. En los esquistos, esta fábrica es un bandeo tectónico con abundantes restos de microcharnelas que pliegan una fábrica anterior. En las cuarcitas la fábrica es una foliación protomilonítica, acompañada por una lineación de estiramiento, definida por el fuerte alargamiento de los granos de cuarzo.

Esta foliación principal está intensamente doblada por pliegues verticales de escala decimétrica a métrica, sin desarrollo de clivaje de crenulación, que pueden agruparse en dos sistemas. El primero de ellos presenta direcciones variables, entre N160°E y N45°E, y los ejes con inclinaciones moderadas (20 a 50°) hacia el sur. El segundo tiene una dirección muy constante, N125-140°E, y los ejes subhorizontales. Estos últimos son paralelos a los pliegues Variscos que afectan al Ordovícico, por lo que deben corresponderse con ellos. El primer sistema, en cambio, parece responder a un plegamiento de dirección aproximadamente NS, replegado por los pliegues Variscos y, por tanto, Cadomiense.

Debido a la escasez y mala calidad de los afloramientos, no es posible caracterizar con mayor precisión la deformación Cadomiense en el núcleo del Anticlinal de Peraleda 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 la única observable en el campo, y está caracterizada por una foliación protomilonítica  $S_2$ , una lineación de estiramiento, y pliegues isoclinales, a veces intrafoliares, de pequeña escala. Dada la disposición de los ejes de los pliegues posteriores, esta  $S_2$  debió desarrollarse originalmente con bajo buzamiento hacia el sur. Finalmente, se observa una tercera fase de deformación caracterizada por un plegamiento vertical relativamente abierto y de dirección aproximada NS.

### **3.3. Deformación Varisca**

La deformación Varisca se resuelve en una o varias fases de deformación principales, es decir, penetrativas a escala regional, seguida de otras de menor intensidad o desarrollo más localizado. En esta región no es posible establecer un esquema de fases generalizado para toda la zona al tratarse de un importante límite paleogeográfico, activo desde los tiempos Precámbricos, que ha rejugado durante todo el Paleozoico.

#### **3.3.1. Deformaciones principales**

La secuencia de eventos deformativos Variscos es distinta en cada una de las unidades discriminadas. En el Corredor Blastomilonítico la fase de deformación más evidente es un cizallamiento senestro subvertical que se superpone a estructuras anteriores. En la Unidad Alóctona se reconocen dos fases de plegamiento superpuestas, además del cabalgamiento que la emplazó en su posición actual. Finalmente, en la Unidad Autóctona se encuentra una tectónica de pliegues y cabalgamientos que da lugar a una estructuración en escamas y grandes anticlinales.

##### **3.3.1.1. CORREDOR BLASTOMILONÍTICO**

Al igual que en otros aspectos del Corredor Blastomilonítico, también en la cuestión estructural existe una fuerte controversia. Los modelos han variado a lo largo del tiempo

desde el primer trabajo de BURG *et al.* (1981), que describen una sola fase de deformación penetrativa consistente en un cizallamiento dúctil senestro subvertical en condiciones epi y mesozonales, producido sobre rocas que habían experimentado un metamorfismo previo de alto grado. Estos autores denominaron a esta estructura Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba.

CHACÓN *et al.* (1983) describen dos fases de deformación, la primera consistente en un cizallamiento senestro subvertical de dirección N-S en condiciones de alta temperatura (sillimanita-biotita), posterior a un metamorfismo prevarisco o varisco precoz que habría alcanzado condiciones de anfibolitas y granulitas. Durante la segunda fase se produciría un plegamiento vergente al suroeste, seguido de un cizallamiento en condiciones dúctil-frágiles ligado a desgarres senestros de dirección NO-SE.

En opinión de APALATEGUI *et al.* (1990), la estructura Varisca es una zona de cizalla dúctil senestra, subvertical en la parte NO pero que hacia el SE pasa a tener bajo buzamiento, superpuesta a una complicada evolución tectonometamórfica prevarisca.

ABALOS (1990) y ABALOS *et al.* (1991) proponen un apilamiento durante la Orogenia Cadomiense de grandes mantos con evolución tectonometamórfica Precámbrica compleja, seguidos por una deformación Varisca transcurrente en condiciones metamórficas de bajo grado. La estructura finiprecámbrica consistiría en un cabalgamiento hacia el sur de un manto alóctono, compuesto a su vez por cinco láminas con evoluciones diferentes entre sí, sobre una unidad para autóctona con otra evolución termoestructural distinta.

Finalmente, AZOR (1995) describe una única fase de deformación principal Varisca, consistente en un cizallamiento dúctil senestro en condiciones epi y mesozonales, con la lineación subhorizontal que, originalmente, tendría un bajo buzamiento al NE y por lo tanto, una fuerte componente extensional. Esta fase transtensiva, seguiría a una fase compresiva, también Varisca, que habría cabalgado la Zona Centro-Ibérica sobre la Zona de Ossa-Morena y producido facies eclogíticas en las zonas más profundas.

En el área de esta hoja, la única estructura visible a escala de afloramiento es una foliación milonítica ( $S_m$ ) dispuesta en dirección NO-SE y con fuerte buzamiento, aunque localmente puede estar girada por efecto de deformaciones menores posteriores. Esta foliación

milonítica suele ir acompañada de una lineación de estiramiento que muestra ciertas variaciones en su *plunge*, pero que tiende a disponerse subhorizontal en dirección NO-SE.

Tanto a escala macroscópica como microscópica las evidencias de deformación rotacional, tales como colas asimétricas de porfiroclastos, estructuras SC (BERTHÉ *et al.*, 1979), peces de mica (LISTER y SNOKE, 1984), pliegues intrafoliares asimétricos o crenulaciones y cizallas extensionales (ECC, PLATT, 1984), indican un movimiento senestro de la zona de cizalla.

El estadio final del desarrollo de la foliación  $S_m$  tiene lugar en condiciones epimetamórficas (clorita-mica blanca), aunque se encuentran numerosos porfiroclastos que evidencian un mayor metamorfismo, anterior a esta fase final, principalmente granate y biotita. De la misma manera, en algunas muestras se encuentran evidencias de una esquistosidad anterior, desarrollada en mayor grado metamórfico, que aparecen casi totalmente obliteradas por el cizallamiento último. No ha podido establecerse si esta esquistosidad y este mayor grado metamórfico están relacionados con estadios precoces del desarrollo de la zona de cizalla, o bien tiene que ver con una fase tectonometamórfica anterior, quizá de edad Cadomiense.

#### 3.3.1.2. UNIDAD ALÓCTONA

Como ya se ha indicado, la estructura de esta Unidad se caracteriza por la superposición de dos fases de plegamiento. Además, en esta hoja, en la parte basal de la Unidad se encuentra una importante banda de deformación, probablemente subhorizontal en origen, caracterizada por el desarrollo de una foliación milonítica, que es posterior a la fase de pliegues recumbentes y anterior al replegamiento vertical. Esta situación permite sugerir un modelo de tres fases de deformación superpuestas con cinemáticas distintas en cada una de ellas.

La **Primera fase de deformación** consiste en el desarrollo de grandes pliegues tumbados, relativamente apretados y vergentes al noreste, con planos axiales de dirección NO-SE y los ejes, por lo general, subhorizontales. Asociado a estos pliegues tiene lugar el desarrollo irregular de un clivaje de plano axial ( $S_1$ ) que, en esta hoja, se produce en las condiciones

de menor temperatura de la facies de los esquistos verdes. La edad de esta fase de deformación está comprendida entre el Devónico Medio y el Tournaisiense Superior, ya que sedimentos del Devónico Inferior están afectados por estos pliegues y los materiales de facies *Culm* del Carbonífero Inferior de los sinclinales de Maguilla y de Campillo se encuentran discordantes sobre ellos y únicamente están afectados por las deformaciones posteriores.

Más al NO, AZOR (1995) y MARTÍNEZ POYATOS (1997) reconocen dos importantes estructuras mayores de esta fase: el Anticlinal de Puebla de la Reina y el Sinclinal de Hornachos. Ambas estructuras son de magnitud plurikilométrica con un flanco inverso entre ellas de unos 15 km de longitud. En esta hoja aflora dicho flanco inverso y también algunos pliegues de segundo orden de escala hectométrica, como puede verse a lo largo de todo el valle del Matachel, donde este flanco inverso se encuentra volcado al noreste. En cambio, en todo el contacto norte del afloramiento Ordovícico, con el clivaje  $S_1$  buzando al noreste, el Devónico pasa de estar debajo del Ordovícico hacia el noroeste a ponerse encima hacia el sureste es decir, se pasaría de un flanco inverso a un flanco normal, ambos también volcados al noreste, lo que implica una zona de charnela de primera fase que, debido a su coaxialidad con los repliegues posteriores, no muestra una figura de interferencia cartográfica.

Los escasos pliegues menores reconocidos son de tamaño métrico a decamétrico, subparalelos a los pliegues mayores, con un ángulo entre flancos de entre 90 y 120° y con las charnelas redondeadas. Los ejes muestran un cabeceo variable pero siempre cercano a la horizontal.

El clivaje  $S_1$  es, en general, poco penetrativo, desarrollándose en los niveles pelíticos como un clivaje pizarroso, mientras que en las rocas arenosas tiene un aspecto muy grosero y espaciado y en las rocas más competentes como cuarcitas y calizas no se desarrolla. Es de destacar el hecho de que, en el Ordovícico y al contrario que en el Devónico, la disposición de  $S_1$  en los pliegues no es simétrica respecto a los flancos, sino que forma ángulos bajos con la estratificación en los flancos inversos (20-30°) y ángulos altos en los flancos normales (cerca de 90°). Esto seguramente se debe a que las capas Ordovícicas no se encontraban horizontales antes de la deformación de primera fase, lo que constituye una evidencia del carácter discordante del Devónico.



Al microscopio,  $S_1$  tiene carácter espaciado, con los dominios de clivaje paralelos y ondulados o bien anastomosados, y está definido por la orientación preferente de las micas clásticas, el alargamiento de los granos de cuarzo deformados y de los microlepidoblastos de mica blanca y de clorita formados sincinemáticamente a la deformación. Estas características evidencian procesos de rotación mecánica de las micas, de deformación interna de algunos granos y de recristalización y neocrystalización orientada de los minerales filosilicatados como mecanismos generadores del clivaje, mecanismos que son típicos de las condiciones metamórficas de bajo grado, que también evidencian las asociaciones minerales sincinemáticas encontradas.

La **Segunda fase de deformación** sólo se desarrolla, en esta hoja, en la parte más inferior de la Unidad Alóctona, donde las rocas muestran una intensa deformación milonítica y un grado metamórfico sensiblemente más alto, en la parte media-alta de los esquistos verdes. La banda de deformación reconocida se extiende desde la falla que corta casi longitudinalmente el sinclinal más meridional del Sinclinorio de Campillo hasta el propio cabalgamiento basal.

La estructura más evidente en el campo, atribuible a esta fase, es una esquistosidad muy penetrativa ( $S_2$ ) que afecta a toda la banda deformada. Esta fábrica planar está frecuentemente acompañada de una lineación de estiramiento de dirección NO-SE y subhorizontal. También se han observado algunos pequeños pliegues intrafoliares de escala centimétrica a decimétrica que doblan a una estructura previa. En general,  $S_2$  se encuentra muy doblada por micro y mesopliegues verticales posteriores, de dirección NO-SE y con los ejes mostrando cabeceos muy variables, tanto al NO como al SE. Esta variabilidad del cabeceo impide precisar la disposición original de  $S_2$ , no obstante, a excepción del extremo más noroccidental de la hoja, parece haber tenido una dirección NE-SO y un suave buzamiento al NO, que puede ser la disposición original o un efecto de plegamientos o basculamientos posteriores.

Al microscopio, la fábrica  $S_2$  muestra características variables. En los esquistos se trata de un bandeo tectonometamórfico con diferenciación en dominios cuarzosos y cuarzomicáceos generados por crenulación de la fábrica previa  $S_1$ , de la que se han preservado abundantes relictos en las zonas de charnela de los micropliegues. En muchas ocasiones este bandeo tectónico tiene características filoníticas, con microcizallas

paralelas al bandeado, cizallas extensionales (PLATT, 1984) oblicuas al bandeado y las micas pre-sin  $S_2$  con morfologías sigmoidales (peces). En las rocas cuarcíticas,  $S_2$  es una foliación milonítica caracterizada por la fuerte deformación y recristalización de los granos de cuarzo dibujando estructuras SC.

Tanto a escala mesoscópica, mediante colas asimétricas de porfiroclastos y estructuras SC, como a escala microscópica, mediante peces de mica, estructuras SC, crenulaciones y cizallas extensionales, colas asimétricas en microporfiroclastos y micropliegues asimétricos, los criterios cinemáticos son sistemáticos y coherentes e indican un movimiento de bloque de techo hacia el SE. Este sentido de movimiento es contrario al que muestra la deformación en el Corredor Blastomilonítico y ortogonal al que suponen los pliegues vergentes al noreste de la primera fase. Parece, pues, que esta banda de deformación constituye una zona de cizalla, más o menos subhorizontal, con movimiento en dirección NO-SE y sentido de bloque de techo hacia el SE, que no tendría una relación directa ni con la Cizalla de Badajoz-Córdoba, ni con la primera fase de deformación. El carácter compresivo (cabalgamiento) o extensivo (*detachment*), estaría por dilucidar en función de cómo evolucionaran las condiciones metamórficas en el sentido del movimiento.

Posteriormente al desarrollo de la segunda fase de deformación y tras una etapa de erosión tendría lugar el depósito de los sedimentos sinorogénicos Carboníferos en facies *Culm*, que se disponen fuertemente discordantes en la Unidad Alóctona, fosilizando tanto la deformación como el metamorfismo asociados a la segunda fase. A continuación se produciría el **emplazamiento de la Unidad Alóctona**, a favor del cabalgamiento basal, tal como lo sugiere la posición de la Unidad sobre el *Culm* en la zona de Espiel. Este accidente sigue un trazado rectilíneo en esta hoja y es, aparentemente, vertical. El cabalgamiento consiste en una banda de unos 50 m de espesor en la que aparecen rocas miloníticas y filoníticas afectadas por una intensa brechificación. Parece evidente que el plano de cabalgamiento ha rejugado posteriormente al emplazamiento, dificultando en gran manera la observación del sentido de movimiento original.

La **Tercera Fase de Deformación** supone un replegamiento de las estructuras anteriores y de los niveles Carboníferos, mediante un sistema de pliegues con el plano axial vertical de dirección NO-SE. Al tratarse de los últimos pliegues Variscos de gran escala determinan los patrones cartográficos de afloramiento de las distintas unidades.

Los pliegues de primer orden son de magnitud kilométrica y dan lugar, de suroeste a noreste, al Sinforme de Maguilla, al Antiforme del Matachel y el Sinclinorio de Campillo. Son pliegues relativamente abiertos, con ángulo entre flancos de 90 a 145°, y con los ejes subhorizontales.

A menor escala se producen microestructuras que varían en función de los materiales sobre los que se desarrollan. En los sedimentos Carboníferos, la fábrica  $S_3$  es un clivaje pizarroso heterogéneamente desarrollado, que es la primera estructura penetrativa que afecta a estos materiales. En los niveles Ordovícicos y Devónicos de la parte meridional de la Unidad, con una única fábrica anterior, normalmente no se produce una crenulación penetrativa debido al escaso desarrollo del clivaje  $S_1$ . En cambio, en los niveles Devónicos de la parte norte de la Unidad, afectados por la zona de cizalla  $F_2$  y con una fábrica  $S_2$  muy penetrativa, se produce una intensa crenulación a todas las escalas que, ocasionalmente, da lugar al desarrollo de una esquistosidad de crenulación  $S_3$ . Esta fábrica se produce por acumulación de material insoluble en los flancos de los micropliegues por mecanismos de disolución por presión, típicos de la anquizona.

### 3.3.1.2. UNIDAD AUTÓCTONA

En esta Unidad, la deformación Varisca se manifiesta por una serie de cabalgamientos imbricados dirigidos al NE, y una única fase de plegamiento vertical o ligeramente vergente al NE, que va acompañada del desarrollo, en las litologías apropiadas, de un clivaje 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. Además suele encontrarse una banda de una anchura de unos 50 m en la que las estructuras previas -clivaje  $S_1$ , ejes de pliegues, etc.- se encuentran distorsionadas y, a veces, puede reconocerse una esquistosidad de crenulación incipiente. En general, los planos de cabalgamiento se encuentran subverticales o con fuerte buzamiento al sur-suroeste, excepto cuando están afectados por pliegues, que presentan buzamientos bajos

al oeste, subparalelos a la lineación de intersección  $L_1$ .

En esta hoja sólo aparece un pliegue de primer orden, el Anticlinal de Peraleda, pero son abundantes los de segundo orden, que son pares de pliegues asimétricos marcando la polaridad anticlinal sistemáticamente al noreste. Estos últimos pliegues tienen la charnela redondeada y los ejes con inmersión sistemáticamente al NO, con longitudes de onda de entre 500 y 2500 m y un ángulo entre flancos de entre 80 y 120°.

Es muy significativo que en la posición que deberían encontrarse los pliegues sinclinales de primer orden, se encuentren los cabalgamientos y nunca los pliegues. Esto sugiere que los pliegues tienen una relación directa con los cabalgamientos y que debieron nuclearse como pliegues de propagación de falla y posteriormente fueron cortados por los propios cabalgamientos en los núcleos sinclinales. Esta megaestructura representaría un transporte tectónico hacia el noreste que, subsiguientemente, sería verticalizada por bloqueo del movimiento tangencial y, a continuación, reaplastada.

En relación con 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, que aquí es primaria y, por tanto, es la primera estructura que se encuentra, varía mucho en función de las diversas litologías. En general tiene un desarrollo débil y sólo está sistemáticamente presente en las rocas pelíticas, donde tiene las características de un clivaje pizarroso. En las cuarcitas prácticamente nunca está presente, mientras que en las areniscas tiene un desarrollo irregular, normalmente como un clivaje espaciado. Al microscopio, este clivaje está definido por la orientación preferente de las micas clásticas, por planos de acumulación de material insoluble y, localmente, por cristalización orientada de microlepidoblastos de mica blanca y clorita.

### 3.3.2. Deformaciones tardías

Con posterioridad a las fases principales de deformación que estructuraron la zona y que agregaron las unidades que estamos considerando, se produjeron otros eventos deformativos de menor amplitud o de desarrollo más localizado, que afectaron conjuntamente a todas las unidades.

Con carácter prácticamente general en toda la hoja, se observa un sistema de plegamiento de dirección NO-SE, con los planos axiales subhorizontales o con débil buzamiento hacia el SO, que dobla las estructuras anteriores. Estos pliegues son muy abiertos, con ángulos entre flancos de 140-160°, y longitudes de onda desde métricas a hectométricas. Estos pliegues son difíciles de identificar en afloramiento, excepto en casos muy concretos donde pueden observarse las charnelas, pero producen efectos espectaculares al invertir capas en los flancos norte de los pliegues principales que, en origen, se encontraban casi verticales. Lo mismo ocurre con las capas del Carbonífero que, localmente, pueden estar invertidas por efecto de estos pliegues. Esto indica que la edad de estos pliegues es post-Viseense.

Un segundo sistema de plegamiento, de dirección NE-SO, se encuentra muy localmente. Son pliegues apretados y con los ejes con fuertes inmersiones. Parecen estar relacionados con grandes fracturas.

### 3.3.3. Fracturación

En esta hoja se reconocen algunas de las grandes fallas frágiles que en toda la región configuran una gran zona de cizalla frágil con movimiento senestro.

La más importante de ellas es la Falla del Machel, de dirección NO-SE, que limita por el norte el Corredor Blastomilonítico. Esta fractura está determinada en el campo por una zona de brechas con un espesor de unos 5-10 m y, en parte de su recorrido, está jalonada por un gran dique de pórfido riolítico que también está afectado por la brechificación. La historia de esta falla puede haber sido muy compleja, en consonancia con el importante límite entre grandes Unidades que marca. Según AZOR (1995), esta fractura está relacionada con el movimiento transtensivo de la zona de cizalla dúctil que define el Corredor Blastomilonítico, además de tener un importante movimiento transcurrente senestro posterior.

Otra falla de gran importancia, se encuentra paralela a la anterior y muy cercana a ella, al norte de Maguilla. Separa el Carbonífero de la Cuenca del Machel de la Formación Azuaga y sustrae parte del flanco sur del sinclinal Carbonífero de Maguilla. También en este caso la falla se encuentra jalonada por importantes diques de pórfidos riolíticos.

Otras fracturas de relativa importancia se encuentran en la zona del Sinclinorio de Campillo. Destacan la falla de aparente movimiento senestro que corta casi longitudinalmente el sinclinal meridional del citado sinclinorio, y la falla de salto normal que divide en dos el sinclinal septentrional.

Además, pueden observarse en el mapa geológico otras fracturas de mucha menor entidad y recorrido. Las más numerosas tienen dirección NE-SO y están bien definidas cuando cortan a los niveles más competentes como cuarcitas o rocas volcánicas. También se observan algunas fracturas de dirección N160°O e incluso una NS, que parecen tener menor importancia.

#### 4. METAMORFISMO

Todas las rocas Precámbricas y Paleozoicas de la hoja, incluidos los sedimentos del Carbonífero Inferior pero excluyendo los depósitos del Carbonífero Superior, muestran un cierto metamorfismo que varía mucho de grado. Las rocas con un metamorfismo más alto y más complejo son las del Corredor Blastomilonítico, mientras que las de La Serie Negra del Anticlinal de Peraleda tienen un metamorfismo Precámbrico apenas retocado por el metamorfismo Varisco. Las rocas Paleozoicas tienen un metamorfismo de bajo grado de edad Varisca, que varía un poco en condiciones termobáricas de la Unidad Alóctona a la Unidad Autóctona.

##### 4.1. METAMORFISMO CADOMIENSE

###### 4.1.1. Anticlinal de Peraleda del Zaucejo

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 (BLATRIX y BURG, 1981). Este metamorfismo ha quedado bien preservado debido a que las deformaciones y el metamorfismo Variscos 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 lepidoblastos 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 el núcleo del Anticlinal de Peraleda, puede esquematizarse como sigue:

Fase  $M_1$ : 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 (400-500°) del grado bajo a presiones, probablemente, intermedias.

Fase M<sub>2</sub>: desarrollada sincinemáticamente con la fase de deformación más penetrativa, supone una retrogradación de la paragénesis anterior y presenta una asociación mineral indicativa formada por:

cuarzo + clorita + moscovita + biotita

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

Fase M<sub>3</sub>: 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.

#### 4.1.2. Corredor Blastomilonítico

Esta Unidad ha sufrido una compleja evolución metamórfica, que se inició con un evento de alta presión en el que se alcanzaron condiciones de la facies eclogítica, seguido por una fuerte retrogradación durante su exhumación, primero hasta facies anfibolitas y finalmente hasta la facies de los esquistos verdes.

Este metamorfismo ha sido interpretado por algunos autores como Cadomiense (CHACÓN, 1981; ABALOS, 1990; EGUILUZ *et al.*, 1990; ABALOS *et al.*, 1991) con las últimas fases de edad Varisca, o totalmente Varisco (AZOR, 1995).

Sin embargo, en todos los trabajos se reconoce que la foliación principal, desarrollada en facies anfibolitas y esquistos verdes, es de edad Varisca y es en las paragénesis anteriores a esta foliación donde se concentra la controversia (BURG *et al.*, 1981 y referencias del párrafo anterior).



En esta hoja, el predominio de rocas cuarzofeldespáticas y el intenso cizallamiento que afecta a toda la Unidad, dificulta grandemente el reconocimiento de las paragénesis anteriores a la foliación principal. Durante la realización de este trabajo, únicamente han podido reconocerse blastos de granate, biotita y moscovita anteriores a dicha foliación, que están ligados exclusivamente a determinados niveles de la Formación Atalaya. No se han encontrado evidencias que permitan asignar los granates a un metamorfismo de una u otra edad.

## **4.2. METAMORFISMO VARISCO**

El metamorfismo regional Varisco que afecta a las rocas Paleozoicas y Precámbricas de esta hoja es siempre de bajo y muy bajo grado. No obstante, se observan ligeras diferencias en su intensidad de unas Unidades a otras. En la parte del Corredor Blastomilonítico que aflora en esta hoja es de bajo grado; en la Unidad Alóctona es también de bajo grado, mientras que en la Unidad Autóctona es, principalmente, anquimetamorfismo.

### **4.2.1. CORREDOR BLASTOMILONÍTICO**

Con relación al cizallamiento sufrido por las rocas de esta Unidad, se produjo una retrogradación de las paragénesis previas a asociaciones minerales sincinemáticas con la foliación milonítica, tales como:

cuarzo + clorita + mica blanca

cuarzo + plagioclasa + clorita + mica blanca  $\pm$  clorita

cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + mica blanca  $\pm$  clorita

que representan condiciones de la parte de menor temperatura del grado bajo.

#### 4.2.2. UNIDAD ALÓCTONA

En la hoja de Maguilla pueden distinguirse dos áreas metamórficas dentro de la Unidad Alóctona, afectando a las rocas precarboníferas.

La primera se encuentra en la parte frontal de la Unidad, adosada al cabalgamiento basal, y se reconoce principalmente en el área noroccidental, entre el cabalgamiento basal y el sinclinal más meridional del Sinclinorio de Campillo, aunque también se encuentra en el área suroriental, a pesar del deficiente afloramiento que se encuentra aquí. Esta zona coincide con la banda de cizalla subhorizontal descrita en el capítulo de Geología Estructural. La segunda, ocupa el resto de la Unidad Alóctona.

En el primer caso, la complejidad estructural determina una cierta riqueza de relaciones metamorfismo/deformación y posibilita el establecimiento de la evolución tectonometamórfica. En esta zona se encuentran dos esquistosidades penetrativas que están replegadas por un sistema más tardío que también afecta al Carbonífero.

La primera esquistosidad Varisca ( $S_1$ ), se conserva en charnelas de micropliegues y está definida 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 de deformación incluidas en la parte de menor temperatura del grado bajo y caracterizadas por la asociación:

cuarzo + clorita + mica blanca

La segunda esquistosidad Varisca ( $S_2$ ), 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 lepidoblastos 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, microporfiroclastos deformados de

moscovitas de alta cristalinidad, iguales a las que se encuentran definiendo los bandeados tectónicos, y biotitas marrones parcialmente transformadas en biotita verde. Por tanto, durante la segunda fase de deformación se produjo una evolución de las condiciones metamórficas 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 ± moscovita ± biotita verde

representativas también del grado bajo pero a temperaturas algo menores.

En el resto de la Unidad Alóctona, no afectado por la banda de cizalla, las condiciones metamórficas experimentadas están registradas por las asociaciones minerales sincinemáticas con la única fábrica planar presente en estas rocas, que es el clivaje  $S_1$ . En este caso, las asociaciones indicativas están formadas por:

cuarzo + mica blanca fengítica ± clorita

que se encuentran como microlepidoblastos de grano muy fino y que evidencian las condiciones de menor temperatura del grado bajo.

Finalmente, con relación al plegamiento vertical de tercera fase, y afectando también a los materiales del Carbonífero Inferior, se produce una nueva etapa metamórfica que supone una retrogradación de las paragénesis previas en los materiales precarboníferos y una recristalización en los del Carbonífero Inferior. En estas últimas rocas se produce neoformación de microlepidoblastos de grano muy fino de filosilicatos del tipo illita-sericita a partir de la matriz arcillosa, mientras que, en las rocas precarboníferas se desarrolla una alteración casi generalizada de los minerales metamórficos anteriores a minerales filosilicatados típicos de la anquizona.

#### 4.2.3. 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. También en esta Unidad pueden considerarse dos zonas con ligeras diferencias en el grado metamórfico experimentado, que están directamente relacionadas con el grado de desarrollo del clivaje  $S_1$ .

En la Escama de Mingorrubio se observa prácticamente siempre en las rocas pelíticas un clivaje pizarroso bien desarrollado con el que es sincinemática la asociación:

cuarzo + clorita + mica blanca

mientras que en las metavulcanitas básicas el clivaje tiene un desarrollo muy pobre o está ausente, aunque 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.

En la parte situada al noreste de la Escama de Mingorrubio, en el Antiforme de Peraleda del Zaucejo, el grado de desarrollo del clivaje  $S_1$  es muy bajo, y únicamente es observable en las litologías más pelíticas como un clivaje grosero espaciado. Al microscopio, este clivaje está definido sobre todo por planos de acumulación de material insoluble que evidencian mecanismos de disolución por presión, y sólo raramente pueden reconocerse microlepidoblastos de mica blanca fengítica de grano muy fino, o microcristales de filosilicatos de composición illítico-sericítica como únicos minerales que expresan la recristalización metamórfica. Estas características suponen que, en esta zona, las condiciones térmicas se encontraban dentro de la anquizona, por debajo del inicio del metamorfismo de grado bajo.

## 5. 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, CHACON, *et al*, 1984), que ha sido interpretada como un depósito marino de aguas someras (EGUILUZ, 1987). Los Gneises de Azuaga, que subyacen a la Serie Negra en el Corredor Blastomilonítico, han sido considerados en algún caso como un zócalo antiguo sobre el que se superpone discordante la Serie Negra (PASCUAL, 1981), o bien como materiales resultantes de la migmatización de la misma serie (APALATEGUI e HIGUERAS, 1983) e incluso como rocas equivalentes en edad a la Serie Negra, constituida por una *suite* volcánica bimodal relacionada con el *rifting* temprano de la cuenca donde se depositó la propia Serie Negra (APALATEGUI *et al*, 1983).

La formación de la Atalaya es de edad desconocida aunque ciertos gneises intrusivos en ella han proporcionado edades radiométricas Ordovicicas.

Posteriormente al depósito de la Serie Negra, se produjo el desarrollo de la deformación Cadomienses, que estructuró y metamorfizó estos materiales. BLATRIX y BURG (1981) dataron este metamorfismo en  $550 \pm 10$  Ma.

Con caracter sinorogénético, tuvo lugar el depósito del Grupo Malcocinado, que es una sucesión tipo *Flysh* con abundantes intercalaciones volcánicas calcoalcalinas y algunos cuerpos intrusivos subvolcánicos de la misma composición.

Este Grupo se superpone discordante sobre la Serie Negra y no está afectado por las fases deformativas y metamórficas Cadomienses principales que afectaron a su sustrato (EGUILUZ, 1987; QUESADA, *et al* 1990, ABALOS, 1990). Su edad no se conoce con precisión, pero algunos de los cuerpos intrusivos en ella han sido detados en  $585 \pm 5$  M.a. (SCHÄFER, 1990) o en  $543.7 + 5.7 - 4.7$  Ma. (OSCHNER, 1993). El Grupo Malcocinado fue afectado por un evento Cadomiense tardío que produjo pliegues de dirección NO-SE (QUESADA, 1990).

Por efecto de la Orogenia Cadoniense, la mayor parte de los materiales Precámbricos debieron emerger y ser sometidos a erosión. Incluso dentro de esta hoja, el periodo de emersión debió ser variable. Al SO, se encuentran depósitos del Cámbrico Inferior-Medio (Fm. Azuaga) que, más al oeste, se encuentran discordantes sobre el Grupo Malcocinado. En el resto de la hoja, el periodo de emersión debió llegar hasta el Ordovícico Inferior, pues son sedimentos de esta edad los que se superponen discordantes sobre los materiales anteriores.

La sedimentación Ordovícica comenzó por depósitos continentales (Serie Arcósica), que debieron situarse en cuencas discontinuas generadas por una tectónica de fractura en *horst* y *grabens*. Posteriormente, pero todavía dentro del Ordovícico Inferior, se produjo una transgresión generalizada que dio lugar a la instalación de una plataforma detrítica somera que se mantuvo hasta el Ordovícico Superior y es posible que hasta el Silúrico.

Posteriormente, durante el Silúrico, se produjo una interrupción de la sedimentación y ciertos movimientos tectónicos que ocasionaron la discordancia del Devónico Inferior.

Durante esta última época, se reinstauraron las condiciones de plataforma somera, pero, en este caso, acompañadas por una intensa actividad volcánica de carácter básico.

El siguiente hecho registrado por los materiales de esta hoja tiene que ver con la Orogenia Varisca.

Para algunos autores (AZOR, 1995) la deformación Varisca comenzó con un proceso de subducción de la Zona de Ossa-Morena bajo la zona Centro-Ibérica durante el Silúrico o Devónico Inferior, que ha quedado registrada en el Corredor Blastomilonítico como un evento de alta presión y alta temperatura (facies eclogíticas). Para otros muchos autores, en cambio, este evento es de edad Cadomiense.

En el borde meridional de la Zona Centro-Ibérica, en el Dominio de Obejo-Valsequillo, la deformación Varisca comenzó, durante el Devónico Medio o Superior, con una fase de grandes pliegues tumbados vergentes al noreste, acompañada por el desarrollo de una esquistosidad o un clivaje y una fase metamórfica que, en los niveles aquí aflorantes no sobrepasó el grado bajo. Esta fase tuvo un desarrollo localizado y sólo se encuentra en la

parte más meridional del Dominio que estamos considerando.

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

A estas alturas, ya debían haberse generado fuertes relieves al sur de esta hoja, así como una compartimentación en cuencas de esta zona, y empezaron a depositarse los primeros sedimentos sinorogénicos Carboníferos durante el Tournaisiense y el Viseense.

A continuación se produjo el cabalgamiento hacia el noreste de la Unidad Alóctona sobre la Unidad Autóctona, mediante la actuación del Cabalgamiento Basal y, probablemente, comenzaron a la vez a producirse los cabalgamientos que estructuraron en escamas la Unidad Autóctona.

Seguramente, sincrónicamente y en relación a los cabalgamientos, se produjo la fase de plegamiento vertical generalizada, que acabó estructurando toda la zona y que afectó también a los sedimentos del Carbonífero Inferior.

La edad y las relaciones cronológicas del cizallamiento transcurrente senestro que produjo el Corredor Blatonilonítico con el resto de la zona, son difíciles de establecer debido a que éste se encuentra siempre limitado por importantes fallas frágiles.

Para algunos autores, prácticamente toda la deformación milonítica dúctil del Corredor es de Edad Cadomiense (ABALOS, 1990; ABALOS *et al.*, 1991; QUESADA, 1990 y 1991; RIBEIRO *et al.*, 1990). Para otros (AZOR, *et al.*, 1992; AZOR, 1994), toda la deformación transcurrente es Varisca. Por los primeros autores la deformación del Corredor Blastomilonítico registra una sutura finiprecámbrica reactivada durante la Orogenia Varisca en condiciones de bajo grado. Por contra, para los otros autores el cizallamiento correspondería a un gran accidente transtensivo Varisco producido por un colapso extensional de una corteza engrosada previamente y desarrollado a continuación de la fase de pliegues tumbados, que representaría una megaestructura antitética de la subducción de Ossa-Morena bajo la zona Centro-ibérica.

Por último, como gran fase de deformación importante, se produjo una megacizalla transcurrente senestra, desarrollada en condiciones frágiles, que dio lugar a las grandes fallas de dirección ONO-ESE y a otras secundarias de tipo R y R'.

Débiles rejuegos de estas últimas fallas, debieron producir pequeñas cuencas continentales en las que se depositaran los materiales del Carbonífero Superior, a menudo con capas de carbón.

Terminada la Orogenia Varisca, no hay registro de ningún suceso durante el resto del Paleozoico ni durante todo el Mesozoico, ni en la primera parte del Cenozoico, por lo que toda la zona debió constituir un área emergida sometida a procesos de erosión, hasta llegar a formar un relieve maduro peneplanizado, en el que solo destacarían los relieves cuarcíticos residuales, generados por erosión diferencial. A la vez que este proceso de peneplanización, tuvo lugar el desarrollo de un manto de alteración en condiciones subtropicales.

De la Orogenia Alpina no hay evidencia en esta área, si bien no son descartables pequeños reajustes de bloques a favor de fallas preexistentes.

Entre el Mioceno y el Plioceno, debieron tener lugar modificaciones del relieve en áreas del entorno, que produjeron cambios en el drenaje de la zona. Su efecto más importante fue una compartimentación en pequeñas cuencas endorreicas, con elevación del nivel de base local y depósitos de piedemontes y llanuras aluviales que terminaban en pequeños lagos estacionales. Estos sucesos fueron acompañados de un cambio climático hacia condiciones más áridas, que produjeron el desarrollo de costras calcáreas de origen edáfico.

A continuación y de manera gradual, la erosión remontante de los ríos atlánticos capturó estas pequeñas cuencas y se estableció por último el sistema fluvial actual, con encajamiento rápido de la cuenca de Machel y más lento del la del Zújar.



## 6. BIBLIOGRAFÍA

ÁBALOS, B. (1990): *Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco: 430 pp.

ÁBALOS, B.; EGUÍLUZ, L.; y APALATEGUI, O. (1990): Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión. *Geogaceta*, 7: 71-73

ABALOS, B.; GIL IBARGUCHI, J.I. y EGUILUZ, L. (1993).- A reply to "Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, Southwest Spain: a discussion on the age of the main tectonometamorphic events". *Tectonophysics*, 217, pp: 347-353.

APALATEGUI, O. y PÉREZ-LORENTE, F. (1983).- Nuevos datos en el borde meridional de la Zona Centro-Ibérica. El Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. *Stvd. Geol. Salmantic.*, 18, pp. 193-200.

APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; EGUÍLUZ, L.; ROLDÁN, F.J.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P.; LIÑÁN, E.; y PALACIOS, T. (1985): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, hoja 878/13-35 (Azuaga)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid

AZOR, A. (1995).- 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.

AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARCOS, A. y SIMANCAS, J.F. (1992) .- Structuration hercynienne de la région de Sierra Albarrana: conséquences sur l'évolution de la Zone de Cisaillement Badajoz-Córdoba (Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique) *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 315, pp:979-985.

AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, F. (1993).- Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt (SW Spain). A discussion on the age of principal tectonometamorphic events. *Tectonophysics*, 217, pp: 343-346.

BARD, J.P. (1969).- Le metamorphisme régional progressif des Sierra d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-Ibérique. Thèse Univ. Des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 397 p.

BLADIER, V. (1974): *Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne Hercynienne sud-Ibérique à l'ouest d'Azuaga, Espagne). Les roches cataclastiques - classification - interprétation*. Thèse 3ème cycle, U.S.T.L. Montpellier: 97 pp.

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.

BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, P.; MATTE, Ph.; y RIBEIRO, A. (1981): Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.

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.

CHACÓN, J. (1979): *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada:

CHACÓN, J. y PASCUAL, E. (1979).- El Anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba divisoria entre las Zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena (sector SO del Macizo Ibérico). *Cuad Geol.*, 8/9, pp: 18-31.

CHACÓN, J. (1974): Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba: Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (provincia de Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 85(6): 700-712.

CONTRERAS, F.; APALATEGUI, O. y FLORES VILLAREJO, P.A. (1990-1991).- Mapa Geológico de España Esc. 1:50.000. MAGNA 2ª Serie. Valsequillo (857). Inédito.

DALLMEYER, R.D. y QUESADA, C. (1992).- Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): field and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216, pp: 339-364.

DELGADO QUESADA, M. (1971): Esquema geológico de la hoja nº 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82 (3-4): 277-286.

DELGADO QUESADA, M.; LIÑÁN, E.; PASCUAL, E. y PÉREZ-LORENTE, F. (1977).- Criterios para la diferenciación en Dominios en Sierra Morena Central. *Stud. Geol.*, 12, pp: 75-90.

EGUILUZ, L. (1987).- Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Antiforme de Burguillos del Cerro-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional. Tesis Doctoral Univ. del País Vasco. 694 p.

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

FEBREL, T. y SÁENZ DE SANTAMARÍA, J. (1967).- El Devoniano del sur del Batolito de Los Pedroches en las provincias de Córdoba y Badajoz. *Not. Y Com. Del Inst. Geol. Min.*, 73, pp: 51-60.

FRICKE, W. (1941): *Die geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura*. Diss. Univ. Berlín: 91 pp

GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1983).- Las cuencas de Valdeinfierno y Benajafe (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69, pp: 209-218.

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.

HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971).- Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del Anticlinal Olivenza-Monesterio (Badajoz). *Bol. Geol. Miner.*, 82, pp: 142-153.

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.

LAURENT, P. (1974): *Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne hercynienne sud-ibérique à l'est d'Azuaga, Espagne). Description et interpretation de la déformation dans les blastomylonites*. Thèse 3ème cycle, U.S.T.L. Montpellier: 105 pp.

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

LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1983): Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba, España. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 227-234.

LIÑÁN, E.; PALACIOS, T.; y PEREJÓN, A. (1984): Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central parts of Spain. *Geol. Mag.*, 121 (3): 221-228.

LIÑÁN, E. y SCHMIDT, M. (1980): Microfósiles de las calizas precámbricas de Córdoba (España). *Temas Geol. Min.*, 4: 171-194.

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.

OCHSNER, A. (1993): *U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic Geodynamic Evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny*. Diss. ETH N° 10.392, Zürich, 249 pp.

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.

QUESADA, C. (1991).- Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic Terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185, pp: 225-245.

QUESADA, C. (1992): Evolución Tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). In: J.G. GUTIERREZ MARCO, J. SAAVEDRA, e I. RABANO (eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, Mérida: 173-190.

QUESADA, C.; APALATEGUI, O.; EGUÍLUZ, L.; LIÑÁN, E.; y PALACIOS, T. (1990): Ossa Morena Zone. Stratigraphy. Precambrian. In: R.D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 252-258

ROBARDET, M. (1976).- L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque Inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la Province de Séville, Espagne. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D.*, 283, pp. 999-1002.

SÁNCHEZ CELA, V. y GABALDÓN, V. (1977).- Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. MAGNA 2ª Serie. Maguilla (856). IGME. Madrid.

SCHÄFER, H.J.; GEBAUER, D.; NÄGLER, T.F. y EGUÍLUZ, L. (1993).- 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.

SCHÄFFER, H.J.; OCHSNER, A. y GEBAUER, D. (1990).- The Pre-Mesozoic evolution of the SW Iberian Massif (Spain) based in geochronological data.

TOYOS, J.M. (1997).- Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. MAGNA 2ª Serie. Azuaga (878). ITGE. (En prensa).

VILLAR, P. (1997a).- Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. MAGNA 2ª Serie. Zalamea de la Serena (831). ITGE (En prensa).

VILLAR, P. (1997b).- Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. MAGNA 2ª Serie. Monterrubio de la Serena (832). ITGE (En prensa).