

# **MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA**

**HOJA A ESCALA 1:50.000**

**941 (13-38)**

**VENTAS QUEMADAS**

*MEMORIA*

*Diciembre, 1997*

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INI MEDIO AMBIENTE, S.A. (*Inima*), dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

#### **DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN**

V. GABALDÓN LÓPEZ (I.T.G.E.)

#### **AUTORES**

A. APRAIZ (U.P.V.)

L. EGUILUZ (U.P.V.)

F. LEYVA (*Inima*)

J.L. MUÑOZ DEL REAL (*Inima*)

A. DÍEZ (*Inima*)

J. MATAS (*Inima*)

#### **ESTUDIO DE MUESTRAS**

A. APRAIZ (U.P.V.)

L. EGUILUZ (U.P.V.)

A. DÍEZ (*Inima*)

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del ITGE existe para su consulta, una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria.

## ÍNDICE

	<u>Págs.</u>
<b>0.- <u>INTRODUCCIÓN</u></b> .....	1
<b>1.- <u>ESTRATIGRAFÍA</u></b> .....	7
<b>1.1.- ZONA SURPORTUGUESA</b> .....	8
1.1.1.- <u>PÉRMICO DEL VIAR</u> .....	8
1.1.2.- <u>ROCAS PLUTÓNICAS DE LA Z.S.P.</u> .....	23
<b>1.2.- UNIDAD TECTÓNICA PULO DO LOBO</b> .....	28
1.2.1.- <u>INTRODUCCIÓN</u> .....	28
1.2.2.- <u>ESQUISTOS ANFIBÓLICOS Y ANFIBOLITAS DE GRANO MEDIO Y GRUESO. OFIOLITA BEJA-ACEBUCHES</u> .....	28
1.2.3.- <u>ESQUISTOS VERDES, ESQUISTOS NEGROS CON ANFIBOLITAS Y CUARCITAS BLANCAS (8)</u> .....	30
<b>1.3.- ZONA OSSA-MORENA</b> .....	32
1.3.1.- <u>PRECÁMBRICO</u> .....	35
1.3.1.1.- <u>MATERIALES TIPO SERIE NEGRA (22)</u> .....	36
1.3.2.- <u>SERIES VULCANOSSEDIMENTARIAS FINIPROTEROZOICAS</u> .....	39
1.3.2.1.- <u>FORMACIÓN MALCOCINADO (23)</u> .....	40
1.3.2.2.- <u>COMPLEJO BODONAL-CALA (26)</u> .....	41
1.3.2.2.1.- <u>Significado geodinámico y edad</u> .....	42
1.3.3.- <u>CICLO HERCÍNICO</u> .....	43
1.3.3.1.- <u>CONGLOMERADOS, ARENISCAS (ARCOSAS) MASIVAS DE GRANO GRUESO, ARENISCAS (SUBARCOSAS) DE GRANO MEDIO-FINO, LUTITAS GRISES Y MARGOSAS. FORMACIÓN TORREÁRBOLES</u> .....	47
1.3.3.1.1.- <u>Miembro Inferior (24)</u> .....	48
1.3.3.1.2.- <u>Miembro Superior (25)</u> .....	50
1.3.3.2.- <u>SERIE DETRÍTICO CARBONATADA</u> .....	52
1.3.3.3.- <u>SERIE DETRÍTICA SUPERIOR</u> .....	55
1.3.3.3.1.- <u>Paleozoico de la Unidad de Lora del Río</u> .....	58
1.3.4.- <u>DEPÓSITOS RELACIONADOS CON EL MARGEN PASIVO</u> .....	62

1.3.4.1.- INTRODUCCIÓN .....	62
1.3.4.2.- ORDOVÍCICO .....	63
1.3.4.3.- SILÚRICO .....	67
1.3.4.4.- DEVÓNICO .....	69
1.3.4.5.- CARBONÍFERO .....	71
1.3.5.- <u>ROCAS ÍGNEAS</u> .....	74
1.3.5.1.- ROCAS FILONIANAS.....	75
1.3.5.2.- ROCAS PLUTÓNICAS .....	77
1.3.5.2.1.- <u>Granitoides sinorogénicos cadomienses</u> .....	77
1.3.5.2.2.- <u>Vulcanismo tardicadomiense</u> .....	79
1.3.5.2.3.- <u>Plutonismo anorogénico y de Rift del Paleozoico inferior</u> .....	80
1.3.5.2.4.- <u>Granitoides anatéticos hercínicos</u> .....	82
1.3.5.2.4.1.- <u>Granitoides calcoalcalinos hercínicos</u> .....	83
1.4.- Terciario .....	86
1.4.1.- <u>Neógeno</u> .....	87
1.4.1.1.- CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y ARENAS ROJAS (39). MESSINIENSE .....	88
1.4.1.2.- CONGLOMERADOS Y ARENAS (40). MESSINIENSE.....	89
1.4.1.3.- CONGLOMERADOS, ARENISCAS, ARENAS Y CALIZAS BIODETRÍ- TICAS (41). MESSINIENSE .....	90
1.4.1.4.- CALIZAS BIODETRÍTICAS Y BIOCONSTRUIDAS (42). MESSINIENSE	91
1.5.- Cuaternario .....	93
1.5.1.- <u>GRAVAS, ARENAS, ARCILLAS Y LIMOS. TERRAZAS (43, 44). PLEIS- TOCENO</u> .....	93
1.5.2.- <u>GRAVAS, BLOQUES Y ARCILLAS. COLUVIONES (45). HOLOCENO</u> ..	111
1.5.3.- <u>GRAVAS, ARENAS, ARCILLAS Y LIMOS. ALUVIAL (46). HOLOCENO</u> .	93
2.- <u>METAMORFISMO</u> .....	94
2.1.- INTRODUCCIÓN .....	95
2.2.- METAMORFISMO CADOMIENSE .....	95
2.2.1.- <u>Petrografía de las rocas proterozoicas</u> .....	97

2.2.2.- <u>TERMOBAROMETRÍA</u> .....	102
2.2.3.- <u>DATOS RADIOMÉTRICOS Y EDAD DEL METAMORFISMO</u> .....	102
2.3.- <b>METAMORFISMO HERCÍNICO</b> .....	104
2.3.1.- <u>METAMORFISMO HERCÍNICO DE LORA DEL RÍO</u> .....	104
2.3.1.1.- PETROGRAFÍA.....	105
2.3.1.2.- TERMOBAROMETRÍA.....	108
2.3.1.3.- DATOS RADIOMÉTRICOS Y EDAD DEL METAMORFISMO.....	111
3.- <u>TECTÓNICA</u> .....	112
3.1.- INTRODUCCIÓN.....	113
3.2.- ESTRUCTURA CADOMIENSE.....	115
3.3.- ESTRUCTURA HERCÍNICA.....	116
4.- <u>GEOLOGÍA ECONÓMICA</u> .....	123
4.1.- RECURSOS MINERALES.....	124
4.1.1.- <u>MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS</u> .....	124
4.1.2.- <u>MINERALES ENERGÉTICOS</u> .....	126
4.1.3.- <u>ROCAS INDUSTRIALES</u> .....	127
4.2.- <u>HIDROGEOLOGÍA</u> .....	129
4.2.1.- <u>CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E HIDROLÓGICAS</u> .....	129
4.2.2.- <u>CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS</u> .....	129
5.- <u>BIBLIOGRAFÍA</u> .....	132

## **0.- INTRODUCCIÓN**

La Hoja de Ventas Quemadas (941) está situada en las estribaciones meridionales de Sierra Morena, prácticamente en su límite con la Cuenca del Guadalquivir de la cual participa en su vértice suroriental.

En su totalidad, se encuadra en la provincia de Sevilla y posiblemente el territorio de esta Hoja constituya el área más despoblada del ámbito conocido como "Parque Natural de la Sierra Norte". De hecho, no existe ningún núcleo de población que pueda considerarse como tal. Sólo caseríos y cortijos dispersos de muy diversa entidad, predominando en general las fincas de gran extensión.

El paisaje es moderadamente abrupto dado el encajamiento de los ríos y riveras. Destacan las elevaciones del macizo de Mijandre al Este y Sierra Travesía, Sierra de Las Lomas y el Acebuche, al Oeste.

Los ríos drenan el área en sentido norte-sur; son claramente estacionales y los más importantes son el río Viar y la Rivera del Huéznar, afluentes del Guadalquivir por su margen derecha.

Las actividades productivas se centran en la explotación de los recursos naturales, siendo la ganadería extensiva la actividad principal del área, especialmente el crío de cerdos de bellota y el vacuno autóctono. Es de reseñar que dentro de la Hoja se encuentran varias de las ganaderías de toros bravos más conocidas, ocupando amplias extensiones del sector centro septentrional de la Hoja.

Igualmente, tienen bastante importancia las explotaciones de corcho, madereras (eucaliptales) y de olivar, en este caso muy restringido al margen meridional (Terciario).

En el pasado, la zona ha sido objeto de actividad minera, que estuvo centrada principalmente en la explotación de carbón de la Cuenca Carbonífera de Villanueva del Río y Minas, parte de la cual aflora en el límite centro meridional de la Hoja, y en el grupo minero La Redondilla, en las proximidades de El Pedroso en el cuadrante noroeste.

Las canteras son en la actualidad la actividad más importante, sobre todo las que extraen roca básica para balastro en la Sierra Traviesa. En este mismo sector hay muchas canteras en la caliza marmórea del Cámbrico Inferior que desarrollan una actividad temporal.

Geológicamente la Hoja de Ventas Quemadas está enclavada en el borde meridional del Macizo Ibérico y, en concreto en el límite de la Zona de Ossa Morena (Z.O.M.) y la zona Surportuguesa (Z.S.P.).

En los materiales precámbricos de la Z.O.M., hay evidencias de un ciclo orogénico finiproterozoico con metamorfismo y deformación penetrativa asociadas (EGUILUZ, & ÁBALOS, 1992; EGUILUZ & RAMÓN-LLUCH, 1983; AZOR *et al.*, 1991; ÁBALOS y EGUILUZ, 1990; QUESADA *et al.*, 1991; etc). Esto ha propiciado el desarrollo de distintas investigaciones, de carácter regional (EGUILUZ 1988; CRESPO, 1989; APRAIZ, 1997 etc.), geocronológico (NÄGLER, 1990; SCHÄFER, 1990; DALLMEYER & QUESADA, 1992; SCHÄFER *et al.* 1993; OCHSNER, 1993; ORDÓÑEZ *et al.* 97) etc., que han permitido confirmar con certeza la presencia de episodios atribuibles a la orogenia cadomiense en la Z.O.M., donde se encuentra preservada una deformación y un metamorfismo cadomiense de notable intensidad.

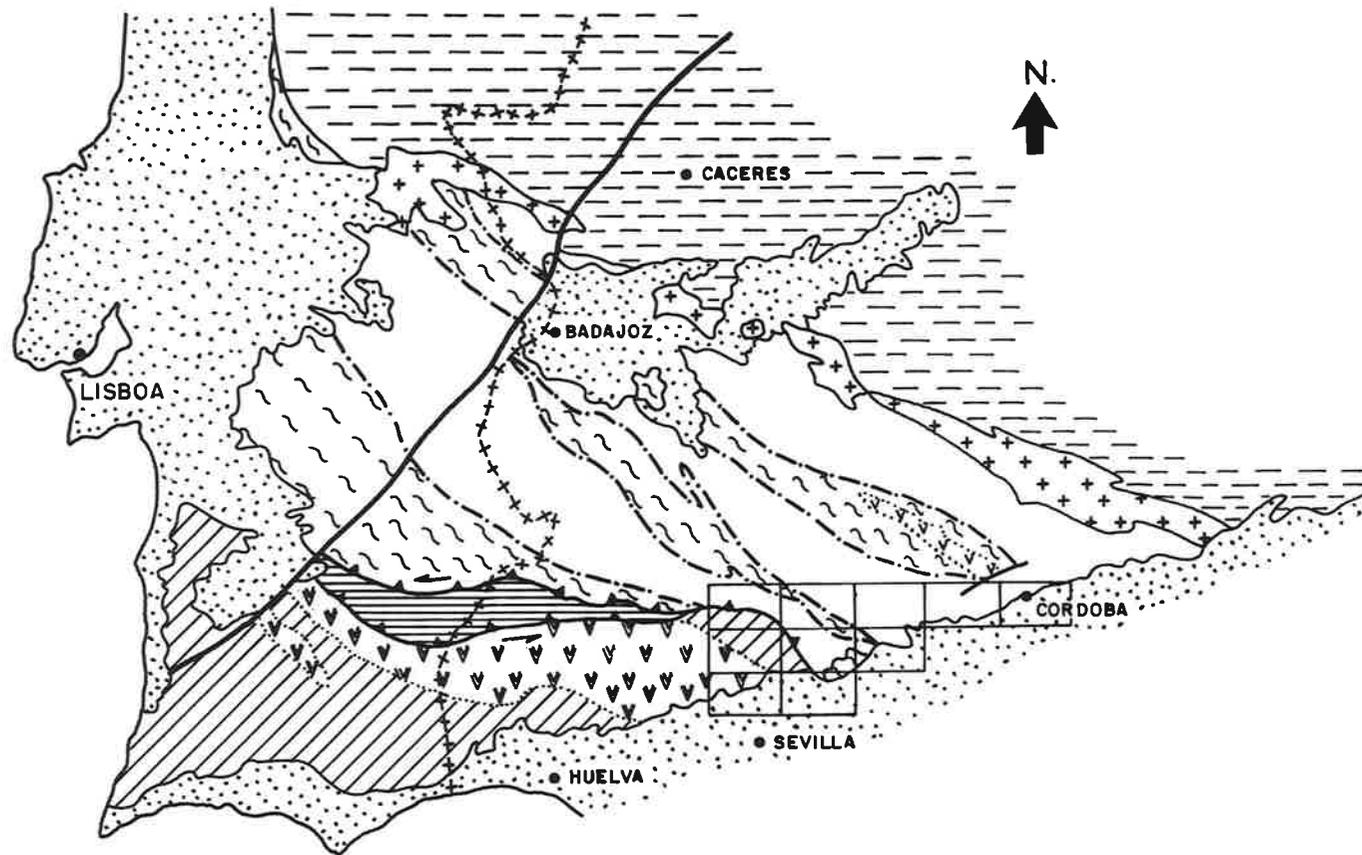
Otro tema que es objeto de investigación actualmente, es el límite de la Z.O.M. y la Z.S.P., especialmente en su significado dentro de la evolución tectónica durante el ciclo hercínico del Macizo Ibérico.

La orogenia cadomiense fue definida para explicar los procesos que originaron la discordancia entre una secuencia supracrustal del Proterozoico superior, conocida como Brioveriense, y los materiales cámbricos en el Macizo Norarmórico (BERTRAND, 1921; COGNE, 1962). Con posterioridad esta denominación se ha ampliado y se utiliza para hacer referencia al ciclo orogénico que tuvo lugar en un periodo comprendido entre 700 y 450 M.a. en un cinturón que se extiende desde el Norte de los Apalaches hasta el Sur de las Islas Británicas y Armórica (D'LE MOS *et al.*, 1990).

Por tanto el rasgo más significativo de la Z.O.M. es la superposición de dos episodios orogénicos (orogenia cadomiense y orogenia hercínica) que llevan asociados deformación, metamorfismo y magmatismo. Del mismo modo, en muchos trabajos sobre la cadena hercínica europea se ha evidenciado la existencia de zócalos prehercínicos (cadomienses o más antiguos) reestructurados (WEBER Y BEHR, 1983; ZIEGLER, 1986, MURPHY Y NANCE, 1989 etc), aunque sólo en áreas concretas como en el Macizo Armórico se ha logrado una adecuada caracterización de los episodios prehercínicos (CHANTRAINE *et al.*, 1988; GRAVIOU *et al.*, 1988; BRUN Y BALÉ, 1990, etc.). Esto es lo que sucede en la Z.O.M., donde la gran extensión de los afloramientos precámbricos permite observar áreas en las que la historia cadomiense sólo se encuentra ligeramente modificada por la historia hercínica.

En lo que respecta a las relaciones de la Z.S.P. con la Z.O.M., los datos más recientes confirman la existencia de una zona de subducción de edad pre-Fameniense, entre ambas zonas separadas por un terreno oceánico cuyos restos se observan en formaciones como la Fm. Pulo do Lobo, y sobre todo, la Fm. Ofiolita de Beja-Acebuches y una colisión continental posterior (Fameniense-Westphaliense medio); Leistel *et al.* (1996). En este esquema la placa representada por la Z.S.P., subduce bajo la placa Centroibérica. El límite intraplaca es una sutura representada actualmente por los límites entre las zonas Z.S.P. y Z.O.M., y los terrenos oceánicos de las formaciones citadas. La

evolución de esta sutura es compleja y actualmente se siguen aportando hipótesis que expliquen conjuntamente la evolución tectónica y situación actual de todas las unidades implicadas. CRESPO-BLANC (1991), FONSECA (1995) (Figura 1).



0 50 Km.

-  Mesozoico y Cenozoico Indiferenciados
-  ZONA SURPORTUGUESA
-  Faja piritica
-  UNIDAD TECTONICA PULO DO LOBO
-  Alineación magmatica La Coronada-Villaviciosa
-  ZONA DE OSSA - MORENA
-  Alineaciones metamorficas
-  Batolito de los Pedroches
-  ZONA CENTRO IBERICA

Fig.- 1.- Area del Proyecto

## 1.- ESTRATIGRAFÍA

En los trabajos actuales se acepta que la Zona Surportuguesa representa a una placa continental que se acreciona a la placa centroibérica durante la orogenia hercínica. En el núcleo metamórfico de Almadén de la Plata y su prolongación oriental en esta Hoja (sector suroriental), se conservan, en varias láminas tectónicas, terrenos oceánicos situados entre las placas continentales, obducidos en el complejo proceso de colisión y subducción hercínico. En esta memoria se respeta este esquema y se describen, de S a N, la estratigrafía, petrografía y metamorfismo de cada una de las unidades tectonoestratigráficas definidas anteriormente.

### **1.1.- ZONA SURPORTUGUESA**

En la Zona Surportuguesa (Z.S.P.) la columna estratigráfica es bastante reducida. Presenta un sustrato, correlacionable por deformación y litología con el de la Z.O.M., y una secuencia sedimentaria continua cuya formación basal contiene fauna del Devónico y llega hasta el Carbonífero medio. Dentro de esta secuencia poco extensa, se encuentra la Faja Pirítica Ibérica (F.P.I.), una serie vulcanosedimentaria que contiene numerosos indicios de sulfuros masivos. Discordante sobre ella, aunque por su carácter posttectónico, debería serlo sobre otros términos implicados en la sutura, se encuentra la Cuenca del Viar, de edad Pérmico Inferior.

En esta Hoja sólo afloran los materiales de la Cuenca del Viar y una reducida representación de las rocas plutónicas del Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.), en el sector suroccidental.

#### **1.1.1.- PÉRMICO DEL VIAR**

La Cuenca del Viar se configura como una depresión morfológica según una orientación NNO-SSE, con una extensión de más de 30 Km en su eje

mayor y una amplitud máxima de 8 Km. Su borde oriental lo constituyen los materiales de la Z.O.M. y se observa como un brusco escalón morfológico sobre el suave relieve de la cuenca, en tanto que el borde occidental lo constituyen los materiales de la Z.S.P. y mostrando una morfología más atenuada y uniforme.

El registro sedimentario de esta cuenca está constituida por materiales fundamentalmente detríticos de color rojo y rocas volcánicas básicas, que aparecen en discordancia angular y erosiva sobre las rocas de la Z.S.P. y son cabalgados por las series de Z.O.M. a lo largo del escalón morfológico de su límite nororiental. Al Sur son recubiertos en discordancia por los depósitos neógenos marinos de la Depresión del Guadalquivir.

GAVALA (1927) atribuyó estos materiales al Pérmico, SIMANCAS (1983) y SIMANCAS *et al.* (1983) atribuye una edad Autuniense para las diferentes unidades litológicas que describe y BROUTIN *et al.* (1992) les ubica en su trabajo de síntesis dentro de esta misma edad.

SIMANCAS (1983) englobó bajo la denominación de "Formación Capas Rojas del Viar" a la totalidad del registro sedimentario de la Cuenca, diferenciando cinco miembros de los cuales realiza una descripción pormenorizada, así como de su evolución lateral. De muro a techo define:

- a) Miembro basáltico y detrítico rojo de Gargantafría.
- b) Miembro detrítico silíceo gris de Los Canchales.
- c) Miembro basáltico superior.
- d) Secuencia detrítica roja superior, subdividida en el sector Sur en el Miembro detrítico rojo y Miembro carbonático.

A lo largo de este Proyecto se ha realizado una cartografía de las distintas unidades litoestratigráficas estableciendo dos megasecuencias y su evolución tectoestratigráfica.

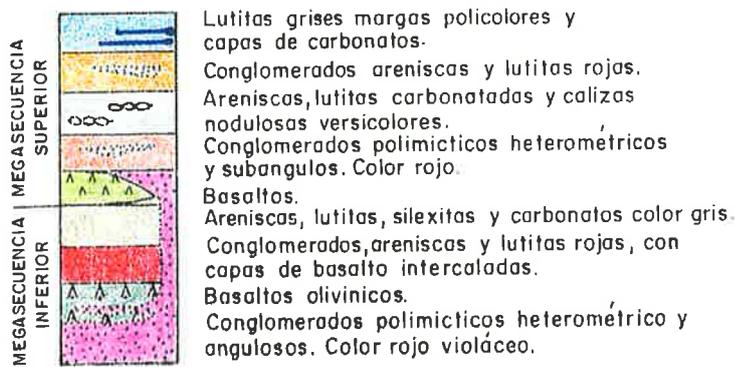
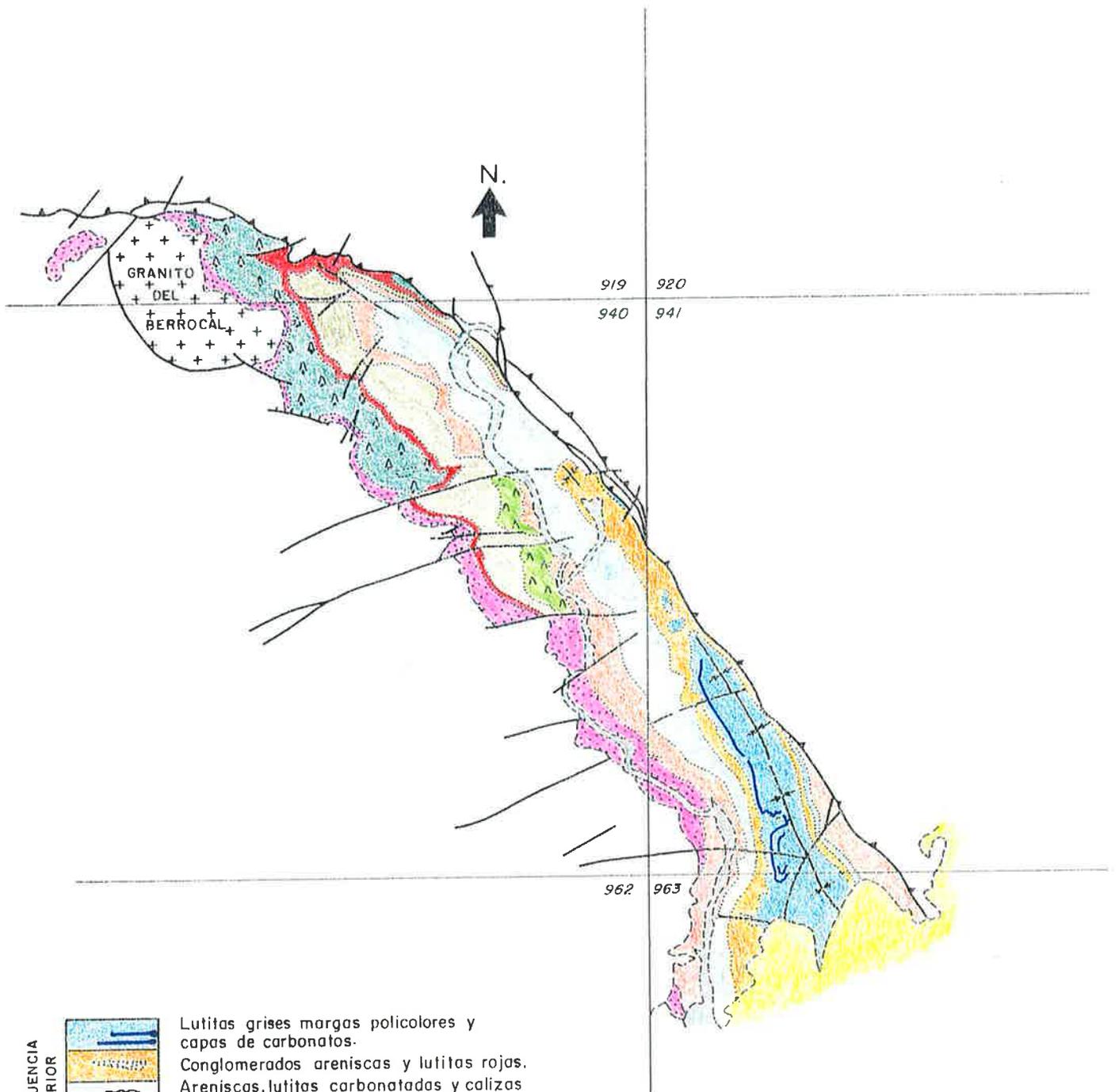
Esta cuenca aflora parcialmente en las Hojas de Almadén de la Plata (919), Castilblanco de los Arroyos (940), Ventas Quemadas (941) y Lora del Río (963).

El desarrollo de la estratigrafía parcial de estos afloramientos sería de difícil comprensión y se perdería el contexto de la evolución cuencal, por ello se describirá la totalidad del registro sedimentario de la Cuenca del Viar, adjuntando un esquema de afloramientos y situación de las Hojas (Figura 2) de manera que puedan apreciarse sin dificultad qué unidades litoestratigráficas afloran en cada Hoja sin perder la visión global de la estratigrafía de la cuenca.

Se han establecido dos megasecuencias cuyo ámbito de afloramiento corresponde de forma aproximada a los sectores septentrionales para la que se denomina megasecuencia inferior y a los meridionales para la superior.

#### a) Megasecuencia Inferior

Los materiales más antiguos aflorantes en la Cuenca del Viar son potentes paquetes de conglomerados de color rojo vinoso discordantes sobre el sustrato de las rocas de la F.P.I. (número 2). Este tramo muestra unas capas inferiores con abundante matriz lutítico-arenosa, una heterometría muy marcada con bloques de hasta 1 m<sup>3</sup> en el vértice NO de la cuenca y un redondeamiento que va de anguloso para el centil a subredondeado para la primera moda.



CUENCA DEL VIAR

Fig. - 2

El espectro de estos conglomerados basales es sumamente ilustrativo sobre los procesos que les generan. Es común que su composición esté directamente relacionada con el sustrato próximo aflorante y en algún caso de forma selectiva o alternante. A título de ejemplo podrían citarse los afloramientos del entorno del Berrocal, que comienzan por coladas con trama abierta, matriz arenosa y cantos centimétricos de granito subredondeados (cantos del granito sobre el que son discordantes continúan con capas constituidas por cantos de metasedimentos derivados del Grupo P-Q subredondeados a subangulosos con fuerte heterometría (bimodales) y finalizan con capas de cantos cuarcíticos (cuarcita blanca) de tamaño decimétrico en matriz lutítica roja, y cuya procedencia son los relieves de la cuarcita del Calvario situados al Norte (Pulo do Lobo).

En su proximidad, los conglomerados que afloran en el Arroyo de Calzadilla, heterométricos, con centil en  $m^3$ , heterolíticos ("debris flow") y coladas que se apoyan bien sobre el Pulo do Lobo, al Norte, bien sobre el granito, al Sur, puede observarse una gradación en la constitución del espectro de las capas y una zona de mezcla en cuerpos de relleno de canal que arrancado de los abanicos de conglomerados se interestratifican en los basaltos.

El espectro de los conglomerados basales en el sector meridional, un buen punto de observación, se tiene en la carretera de Castilblanco de los Arroyos a El Pedroso, cuando se cruza el río Viar, en este sentido, muestra un predominio de cantos de rocas plutónicas básicas y ácidas subredondeados en los que se identifican las facies de rocas plutónicas y filonianas (diabasas) del Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.) y porcentajes minoritarios de esquistos negros del predevónico de la F.P.I. y cantos de cuarzo a veces acumulados en

capas concretas. En este sector la heterometría es mucho menor y mayor el redondeamiento.

La evolución vertical del tramo muestra una pérdida progresiva de matriz lutítica en las coladas junto a la aparición de cuerpos estratificados que en lateral pasan a facies de relleno de canal en gravas con estratificación cruzada en surco (secuencia de facies Gms-Gm-Gt) MIALL (1978). Estos materiales se interpretan como depósitos de abanicos aluviales evolucionando a medios fluviales.

Sobre y parcialmente interestratificado con estos conglomerados, se tiene el primer episodio de rocas básicas que aflora exclusivamente en el sector noreste, cuenta con magníficos afloramientos a lo largo de los Arroyos Calzadilla y Gargantafría. Son coladas de basaltos con niveles vacuolares a techo de las coladas. El color negro a gris verdoso. La textura predominante es la microporfidica con pequeños fenocristales de olivino y más escasos de plagioclasa rosada.

En los niveles vacuolares el relleno es básicamente de ceolitas con prehnita de color verdoso ambarino y rellenos de calcita con orlas o anillos de coloración variada. La petrografía de estas rocas las define como basaltos olivínicos con textura microporfidica fluidal.

Tanto este episodio efusivo como el cartografiado como base de la segunda megasecuencia aflorante al Sur, muestran un quimismo similar encuadrable, SIMANCAS (1983) como toleitas continentales.

El techo de las rocas efusivas de la megasecuencia inferior está constituido por un nivel muy continuo de conglomerados y arenas en secuencia de facies Gm-Gt-St, con cemento ferruginoso-silíceo que normalmente da un resalte cartografiable a lo largo de todo el borde

noroccidental, la zona de fracturas senestras que enmarcan los afloramientos del segundo episodio efusivo.

Las características petrológicas de estos conglomerados gravas y arenas, son similares a las descritas para el tramo basal, mostrándose como sedimentos más evolucionados con poca matriz y mayor redondeamiento. La secuencia de facies y las estructuras de estratificación cruzada en surco, laminación de ripples, canales ribon, etc., parece indicar que se trata de depósitos fluviales de tipo braided o abanico aluvial distal con una red de canales efímeros.

El tramo de techo de esta megasecuencia es el más característico del registro sedimentario de la Cuenca del Viar, ya que siendo el color rojo violáceo el predominante de la serie en el sector noroccidental, el denominado miembro detrítico-silíceo de los Canchales, SIMANCAS (1983) presenta un color gris verdoso y/o blanquecino (reducido).

De la serie realizada en las proximidades del cortijo Palacios y de los afloramientos de la margen izquierda del Arroyo de Gargantafría, puede reseñarse que su constitución litológica es muy diferente tanto de las series rojas infrayacentes como las de los depósitos rojos que la recubren.

La facies más representativa de este tramo son las areniscas con grava y los microconglomerados con base moderadamente erosiva y estratificación cruzada en surco, que en los cuerpos mayores llevan asociados a techo capas centimétricas de areniscas con laminación de "ripples". Hay cantos blandos en la base de los cuerpos de relleno de canal, sobre todo en los rellenos de los paleorrelieves más acentuados que configuran a su techo las coladas basálticas.

En general, la petrografía de los cuerpos detríticos del tramo gris, encuentra unas variaciones mínimas de muro a techo pasando de sublitareniscas a subarcosas, con porcentajes de matriz variable entre el 15 al 35%. Es de resaltar que las capas de arenisca de grano medio y grueso de las secuencias superiores de este tramo tienen características muy parecidas al lehm del granito del Berrocal, lo que indica en este caso su procedencia.

La otra facies mayoritaria de este tramo son lutitas, y/o lutitas carbonatadas grises, abigarradas en la secuencia inferior, por lo general con aspecto masivo, aunque no es infrecuente observar laminación paralela a veces milimétrica definida por una alternancia de colores grises y blancos o negros. En el primer caso, las láminas blancas son cenizas volcánicas y en el segundo acumulaciones de materia orgánica. Son también frecuentes las láminas de arena muy fina blanda, constituidas por trenes de "ripples" y los "linsen" de igual litología.

Además de estas litologías mayoritarias en este tramo, se han observado otras facies minoritarias entre las que cabe destacar:

- Calizas: Son micritas y biomicritas grises a crema con porosidad fenestral muy desarrollada, nódulos de sílex de color negro con restos orgánicos en su núcleo (algas) y un contenido en fauna en el que se determinan ostrácodos, caráceas, algas y gasterópodos.

De forma minoritaria hay calizas oncolíticas y oncolitos dispersos en las lutitas carbonatadas.

- Capas de carbón: En la zona de los Canchales, a la altura del cortijo del Chaparral, hubo un pozo en el que se beneficiaron

capas decimétricas de carbón, GAVALA (1927). Actualmente es difícil encontrar su ubicación y de las capas explotadas sólo en superficie afloran unas hiladas centimétricas (2 a 3 cm) sobre un suelo de vegetación en lutitas grises bien desarrollado.

Lateralmente esta secuencia con carbón pasa a lutitas carbonatadas y a calizas oncolíticas cuya base suele ser levemente erosiva (canales rellenos de oncolitos).

- Capas decimétricas de subarcosas de grano medio, gradadas con escasa matriz y cemento silíceo. Muestran estructuras H.C.S., y en general, son secuencias PHX y HXM de WALKER *et al* (1983). Están intercaladas en lutitas grises en las secuencias intermedias y superiores del tramo gris.
- Por último, cabe reseñar que en la serie del Cortijo Palacios, el techo de la secuencia superior son dos tonstein decimétricos.

La petrografía de estos niveles de tonstein muestra que se trata de tobas piroclásticas de composición bastante ácida para el inferior, y una ceniza volcánica sin fenocristales ni fragmentos en el superior.

El espesor máximo medido para este tramo no supera los 50 m y la estructuración secuencial de estas facies es bastante compleja en cada transversal.

De forma simplista pueden considerarse dos subtramos: el de muro, en el que la secuencia de facies característica es de tipo Gt-St-FI-Fsc grano y estrato decrecientes. Las capas de carbón y sus equivalentes carbonatados se corresponderían con el techo de este subtramo.

El subtramo de techo se estructura en secuencias de facies grano y estrato crecientes del tipo Fsc (de tipo bioquímico)-Sr-Sp. En sentido Norte-Sur, el tramo en conjunto muestra una evolución en la agadación vertical con pérdida progresiva de la secuencia de facies característica del subtramo inferior, de tal forma que cuando el tramo gris se acuña, su constitución son silesitas y lutitas silíceas casi exclusivamente.

A parte del contenido faunístico de las capas carbonatadas, es de mencionar la gran abundancia de restos vegetales descritos en el tramo gris, que van desde los troncos silicificados o carbonizados que se encuentran en las facies detríticas gruesas, a la macroflora bien conservada de los niveles de lutitas grises silicificadas, y por último, la microflora de los niveles carbonosos y lutitas asociadas a ellos.

*GAVALA (1927) cita la presencia de: Odontopteris brardi BRONGNIART; Sphenophyllum alatifolium, RENAULT; Callipteridium gigas WEIS; Asterophyllites equisetiformis, BRONGNIART, Annularia Stellata, WOOD; Walchia piniformis, W. Imbricata,; SCHIMPER, W. Hynoides BRONGNIART, etc.*

BROUTIN (1981) describe la flora de las capas grises. De sus determinaciones cabe destacar: *Pecopteris, Paracalamites, Cordaites* y *Cardiopteroides*, y la microflora de *Calamospora*, sp., *Calamospora pedata* Kosanke, *Granulatisporites* sp.; *Verrucosisporites* sp.; *Crassispora plicata* Peppers, *Florinites* sp., *Florinites florini* Imgrund, *Florinites* cf. *Diversiformis* Kosanke, *Wilsonites* sp., *Cordaitina* sp., *Crusisaccites* sp., *Densipollenites* sp., *Potonieisporites bhardawaji* Remy, *Potonieisporites* sp., cf. *Scheuringipollenites barakarensis* Tiwari, cf. *Limitisporites* sp., *Protohaploxypinus* sp., cf. *Vestigisporites* sp., *Striatopodocarpites* sp., *Platysaccus* sp.,

*Hamiapollenites* sp. Type *H. bullaeformis*, *Cycadopites* sp.,  
*Gnetaceapollenites punctatus* VENKATACHALA & KAR.

Según lo descrito por este autor, el conjunto de las capas grises se le atribuye una edad Autuniense.

Dadas las características litoestratigráficas y sedimentológicas descritas, el tramo gris puede considerarse como un depósito de lago en el que la secuencia de facies parece evidenciar una evolución desde un modelo lacustre con dominio fluvial a un lago con dominio de oleaje.

El aporte volcánico si bien continuo, es muy importante hacia techo, lo cual parece evidenciar una actividad volcánica próxima como fuente de los tonstein descritos. Posiblemente las secuencias de tempestad de este tramo podrían explicarse por eventos volcánicos próximos a la cuenca. Es de reseñar que estos tonstein tienen una composición ácida, en tanto que las rocas efusivas intercaladas en la serie, son los basaltos olivínicos que SIMANCAS (1983) encuadraba como toleitas continentales postorogénicas, dado que no encontraba rocas intermedias ligadas a este volcanismo. Estas capas podrían serlo y por tanto, las facies volcánicas del Viar serían equivalentes a otras descritas en cuencas pérmicas y datados como tardiorogénicas, por ejemplo en la Cordillera Ibérica (Atienza, Guadalajara).

La disposición secuencial, su evolución lateral y las escasas medidas de corriente tomadas en los canales inferiores, así como el acuñamiento de los cuerpos gradados con H.C.S., parecen indicar que el lago era más profundo en sentido ONO-ENE, subperpendicular al eje estructural de la cuenca.

## b) Megasecuencia Superior

La megasecuencia superior es compleja en su composición litológica y puede subdividirse en dos secuencias, grano y estratodecrecientes y carbonato crecientes.

Se considera como nivel basal de esta secuencia el segundo evento efusivo constituido por basaltos olivínicos de color negro y vacuolas rellenas de calcita en anillos policolores, cuya extensión cartográfica es mucho menor que los basaltos inferiores, localizado en dos sectores nororientales de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos. El camino que discurre paralelo al canal del Viar en su tramo comprendido entre los Arroyos de Fuentes Blancas y del Carpio, muestra buenos afloramientos de estos basaltos.

Como se observa en la Figura 2, estos basaltos tienen una dispersión cartográfica que se restringe a la banda de fracturas senextras denominadas fallas del Embalse de Cala, las cuales a su vez limitan el ámbito cartográfico del tramo de "capas grises", de tal forma que al Sur de esta banda de fracturación la megasecuencia superior se desarrolla directamente sobre un conglomerado basal que conceptualmente sería el equivalente lateral de toda la megasecuencia inferior.

De forma resumida se establecen con esta megasecuencia cuatro litosomas en los que se alternan de muro a techo tramos de conglomerados y areniscas rojas con arenas, lutitas y carbonatos de colores rojo a abigarrados.

Los tramos de conglomerados y areniscas son en general cuerpos con base erosiva, estratificación cruzada en surco, cruzada tabular con

“ribs” de gravas, de cuarzo a techo y laminación de “ripples” en las areniscas.

Hay múltiples cicatrices de reactivación y acreción lateral en los cuerpos mayores, de los cuales hay ejemplos sobre todo en el primer litosoma conglomerático, que tienen extensiones laterales hectométricas.

La morfología de estos rellenos de canal indica que la tipología fluvial era variable, ya que si bien normalmente responde a unas características de ríos con canales entrecruzados (“braided”) con fuerte desarrollo de los sistemas de barras, en otros cuerpos la acreción lateral parece definir ríos de tipo meandriforme, y por último no es infrecuente la observación de canales individualizados en masas heterolíticas en las que son muy erosivos (incisiones de ángulo  $> 40^\circ$ ).

El espectro composicional de estos detríticos gruesos no presenta variaciones sustanciales en ambos miembros. Se trata de litarenitas con un predominio de cantos de pizarras y esquistos y porcentajes menores de cantos de cuarzo, granitoides y de roca básica. Las areniscas tienen una composición similar, pudiéndose precisar que estarían más cercanas a sublitarenitas y/o subarcosas, pero siempre dependiendo de los sectores en los que estén enclavados.

En ambos tramos y con carácter general se produce una importante acreción vertical (“stacking”) de los episodios canalizados, por lo que en diversas secciones pueden observarse episodios superpuestos de alta y baja sinuosidad.

Alternando con estos tramos de detríticos gruesos, se encuentran otros dos tramos de composición mixta siliciclástico-carbonatada.

En general se trata del acúmulo de una secuencia elemental positiva constituida por un término de arenisca de grano fino a veces con grava dispersa, con laminación paralela y cruzada de "ripples" en paso a fangolitas rojas con bioturbación creciente, en las que hacia techo se intercalan nódulos carbonatados y niveles carbonatados nodulizados en el tramo inferior, en tanto que el techo de la serie aflorante en la Cuenca del Viar está caracterizada por capas de micritas y biomicritas grises a crema con porosidad fenestral muy desarrollada, de tal forma que algunas capas tienen aspecto intraclástico (brechas de cantos). Hay sílex en nódulos de color negro y gris, y capas discontinuas de sílex intercalados en los paquetes margosos de color blanco que separan las calizas. El contenido faunístico de estas calizas es de ostrácodos y gasterópodos.

En estos tramos, la presencia de conglomerados es muy reducida, restringiéndose a pequeños canales aislados y las cuñas heterolíticas son de escasa continuidad lateral.

De esta forma, la megasecuencia superior se estructura en dos secuencias granodecrescentes con un término inferior conglomerático en el que se caracterizan depósitos de relleno de canales fluviales posiblemente de un tipo "braided" y un término superior con depósitos de desbordamiento ("crevasse-splay") y fundamentalmente de llanura de inundación donde se identifican depósitos carbonatados en charcas (ponds) y ciénagas (bioturbación interna). En la secuencia superior, la lámina de agua llega a cubrir al menos los sectores centromeridionales, dando lugar a depósitos extensivos de carbonatos y geles silíceos.

El espesor promedio de la megasecuencia en las transversales del sureste puede estimarse en un mínimo de 500 m.

Las medidas de corriente tomadas en los canales muestran una gran dispersión (acorde con el modelo fluvial propuesto), pero dentro de un abanico NO a ENE.

El color uniformemente rojo violáceo, salvo en las "Capas grises", podría llevar a considerar que el modelo abanico aluvial-fluvial braided-lago propuesto se desarrollara en un clima árido o por el contrario, fueron depósitos lateríticos tropicales.

Como hechos apreciables que puedan precisar tal cuestión, merecen citarse que: los fragmentos líticos y los feldespatos no se encuentran prácticamente alterados, sólo orlados por una fina película ferruginosa, lo que excluye un proceso laterítico y por tanto, el clima tropical (s.str.). No hay evaporitas y el registro de restos fósiles o actividad orgánica es continuo en la cuenca, lo que parece excluir un clima desértico, existe un tramo gris rodeado con niveles carbonosos incompatible con medios tropicales y desérticos; no existen evaporitas, lo que excluye ambientes salobres.

Con todos estos datos, además de las características citadas con anterioridad, podría deducirse que el clima durante el Pérmico podría ser cálido-húmedo con estaciones lluviosas y secas bien diferenciadas, las cuales permitieran la liberación del hierro, su transporte y fijación como  $Fe^{+++}$ , así como ciclos de mayor disponibilidad hídrica que ocasionan el desarrollo de lagos de dimensiones variables durante el período considerado.

Aunque la datación de esta cuenca se realiza en base a los restos fósiles encontrados en las capas grises, BOUTIN (1981), encuentra otras variaciones palinológicas diferentes en capas de la megasecuencia superior, que si bien no tienen la precisión cronológica suficiente no descarta que puedan ya pertenecer al Triásico.

A partir de la campaña de sísmica que realizó GARCÍA SIÑERIZ (1944), SIMANCAS (1983), confecciona un mapa de isobatas de la base del Pérmico por el que puede determinarse que la cuenca muestra un aumento en los espesores hacia el sureste, siendo probable que, dado el encuadre cartográfico de las megasecuencias, este hecho sea un reflejo de la disposición sedimentaria original, en la que se pone de manifiesto una migración del depocentro de la primera a la segunda megasecuencia en sentido NNE-SSO.

El registro sedimentario de la Cuenca del Viar se encuentra plegado suavemente en una estructura sinclinal de dirección N160°E, en la que un flanco occidental tiene buzamientos inferiores a 20° y el oriental está subvertical a invertido (vergencia oeste) y cabalgando por los materiales del Pulo do Lobo y de la Z.O.M.

#### 1.1.2.- ROCAS PLUTÓNICAS DE LA Z.S.P.

##### Granitos, Monzogranitos Y Granodioritas (1)

Estos granitoides afloran en la esquina SO de la Hoja, y se continúan al O por la Hoja de Santa Olalla de Cala (918) y hacia el S por la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940). Forman parte de una alineación de dirección NO-SE, con una longitud de más de 30 Km, denominado Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.).

Presentan un contacto intrusivo, retocado por fracturas, sobre materiales metamórficos formados por una alternancia de pizarras y cuarcitas Grupo P-Q (4), desarrollando una banda estrecha de metamorfismo de contacto con cordierita, andalucita, biotita.

La característica sobresaliente de estos granitoides es la variabilidad a escala de afloramiento, que viene marcada principalmente por el tamaño de grano, el cual varía desde medio-fino muy grueso, aunque este tipo de roca plutónica está representada principalmente por un granitoide de grano medio, con biotita y anfíbol, y con fenocristales de cuarzo. Muestra una textura hipidiomorfa. Dentro de la mesostasis el cuarzo tiene un tamaño de grano de 2 a 5 mm, subidiomorfo a redondeados, con golfos de corrosión. Los feldespatos se muestran con hábitos subidiomorfos. Dentro de los máficos, tanto la biotita como el anfíbol, se encuentra en agregados, donde los cristales muestran secciones subidiomorfas hexagonales y son finos. Los fenocristales de cuarzo suelen tener un tamaño de 10 mm de diámetro, tiene hábito subidiomorfo a redondeado, con golfos de corrosión. Estos cristales de gran tamaño muestran una orla ( $\cong$  2 mm) de feldespato, donde se desarrolla la textura micrográfica o granofírica. Esta facies de granitoide, con cuarzoes de gran tamaño donde mejor se puede observar en la parte Oeste de la Hoja, al Norte de la urbanización Sierra Clara, y en especial, en la rivera de Cala.

En lámina transparente, las texturas que se observan son holocristalina, inequigranular de grano medio a grueso y microporfídica. La textura microporfídica viene marcada por la presencia de microfenocristales de cuarzo y de plagioclasa. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol y feldespato potásico. Este último mineral, en algunas láminas delgadas puede llegar a ser accesorio. Entre los minerales accesorios se encuentran opacos (ilmenita, magnetita), apatito acicular, circón, allanita, esfena. Como minerales secundarios se

encuentran clorita, esfena, sericita, epidota-zoisita-clinozoisita, carbonatos, prehnita, minerales opacos (ilmenita).

El feldespato potásico es escaso, llegando a faltar en algunas muestras, por lo que se clasificarían como una tonalita dentro del triángulo QAP de STRECKEISSEN (1976).

Dentro de la mesostasis que forman estas rocas suelen observarse texturas afaníticas recristalizadas o bien texturas granofricas de grano fino, formadas por intercrecimientos de cuarzo y plagioclasa albítica, de forma ocasional puede participar feldespato potásico.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito subhedral, principalmente, aunque puede variar desde anhedral a euhedral. Los cristales suelen ser monocristalinos con extinción normal o bien presentan extinción ondulante con tendencia a formar subgranos. En general, tiene inclusiones de apatito acicular. Los fenocristales de cuarzo tienen hábito subhedral a subredondeado, con tamaños que pueden superar los 10 mm. Estos fenocristales de cuarzo suelen tener coronas de intercrecimientos micrográfico-granofricos. En general, tienen una textura muy característica al incluir a cristales de plagioclasa euhedrales, y de forma ocasional a biotita.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, con un tamaño de grano medio. Tiene macla polisintética con zonación concéntrica, los núcleos tienen un contenido en Anortita entre  $An_{60-40}$  y suelen estar muy alterados, y en los bordes, el contenido en Anortita oscila entre  $An_{20-10}$ . Los fenocristales de plagioclasa muestran hábito subhedral, con tamaños de 10-12 mm, tienen macla polisintética con zonación concéntrica.

El feldespato potásico es de carácter intersticial, con hábito anhedral y puede presentar pertitas de tipo "film", también se observan cristales intersticiales, con macla de microclina no pertíticos.

La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados, con tamaño de grano fino a medio. Tiene hábito anhedral a subhedral, con un pleocroismo que varía desde marrón a pardo amarillento. Tiene inclusiones de minerales opacos, apatito acicular y de circón, estos últimos desarrollan halos pleocroicos.

El anfíbol primario es hornblenda, se encuentra, principalmente, en agregados con hábito anhedral a subhedral. Presenta un pleocroismo de verde oscuro a verde amarillento, aunque hay secciones que presentan un pleocroismo que varía de castaño rojo a castaño pálido. Presenta procesos de retrogradación hacia un anfíbol actinolítico más biotita, creando orlas alrededor de los cristales de hornblenda.

Entre los minerales accesorios, el más característico es la allanita, se presenta en cristales de hábito subhedral, con zonación concéntrica y muestra procesos de alteración en los bordes hacia minerales del grupo de la epidota.

El apatito siempre se presenta con hábito acicular e incluido en los minerales principales.

El circón tiene hábito subhedral y suele estar incluido en los minerales ferromagnesianos (biotita y anfíbol).

Los procesos de alteración de las paragénesis ígneas primarias de estos granitoides son, en general, muy importantes y consisten, principalmente, en la degradación de la plagioclasa, que se transforma a tipos albíticos,

con neoformación de epidota-zoisita-clinozoisita, prehnita y carbonatos. La biotita se transforma a clorita, dando como subproducto a prehnita, esfena, epidota y opacos, los cuales tienden a disponerse entre los planos de exfoliación (001). El anfíbol hornbléndico se degrada a un anfíbol actinolítico más biotita, generándose como subproductos clorita, esfena, epidota, clinozoisita, sericita, moscovita y opacos, estos últimos dan lugar a una textura muy particular, al disponerse entre los planos de exfoliación del anfíbol.

Estos minerales secundarios pueden llegar a pseudomorfizar a los minerales primarios, o bien se encuentran dentro de la mesostasis.

En relación gradual o compleja con este granitoide, se encuentran variedades de aspecto más plutónico y corresponden a granitoides heterogranulares de grano fino a medio, cuya composición puede variar desde variedades más ácidas a más básicas, así para los granitoides de composición más ácida, la mineralogía principal consta de cuarzo y plagioclasa ácida y para las variedades más básicas la composición de los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. Dentro de estos granitoides se observa una textura microporfídica, debida a la presencia de microfenocristales de cristales de cuarzo de alta temperatura con hábito euhedral y plagioclasa. Menos frecuentes son los microfenocristales de biotita y anfíbol. En general, en estos granitoides la mesostasis tiene textura hipidiomorfa, y para las variedades de grano fino es frecuente observar texturas granofricas de intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa. Este tipo de granitoide puede observarse hacia el SO de la Hoja.

## 1.2.- UNIDAD TECTÓNICA PULO DO LOBO

### 1.2.1.- INTRODUCCIÓN

Aunque se engloban en la misma unidad la "Ofiolita de Beja-Acebuches" con los metasedimentos del Pulo do Lobo (s.str.), siguiendo en principio la terminología de RIBEIRO *et al* (1978c) y QUESADA *et al* (1989) que les denominaban "Terrenos Oceánicos Meridionales", las publicaciones recientes en base a estudios estructurales y geoquímicos detallados, proponen su separación como dos unidades tectosedimentarias diferenciadas a saber: Ofiolita de Beja-Acebuches y Terreno Pulo do Lobo. EDEN (1991), QUESADA *et al* (1991), QUESADA (1992) (1996 en prensa).

### 1.2.2.- ESQUISTOS ANFIBÓLICOS Y ANFIBOLITAS DE GRANO MEDIO Y GRUESO. OFIOLITA BEJA-ACEBUCHES

En la Hoja de Ventas Quemadas (941), la cantera situada al Norte de Villanueva del Río y Minas, ofrece la posibilidad de observar unas rocas básicas (7) situadas geométricamente en la proximidad de la Zona de Cizalla Suribérica

El frente de explotación con una anchura próxima al centenar de metros, muestra paquetes poco deformados de rocas con textura holocristalina, traquítica, porfídica y vacuolar, y constituidas por plagioclasa y clinopiroxeno con hábito sub a euédral en una mesostasis compuesta por microlitos de plagioclasa en una pasta de clorita-calcita-epidota y vidrio.

Hay vacuolas rellenas de clorita-calcita-epidotas y óxidos. Se clasifica como basalto espilitizado.

Se sigue un tramo en el que se alternan estas rocas con capas decimétricas, en las que se aprecia una laminación alternante en colores gris oscuro-gris claro.

Estas láminas están gradadas con un término inferior constituido por granos de clinopiroxeno y epidotas en paso a esquistos negros ricos en grafito. Sobre este tramo de metasedimentos se tiene el tramo de anfibolitas de grano medio y grueso con cuerpos de serpentinitas que son los materiales explotados en cantería. Es por tanto un punto singular donde pueden observarse las rocas efusivas básicas y ultrabásicas y su relación con sedimentos de cuenca profunda gradados y, cuyo componente detrítico está derivado directamente de los cristales de dichas rocas efusivas.

Aunque la tectonización de estas rocas en el afloramiento de la cantera no parece corresponder con el generalmente descrito para esta unidad, también es cierto que tramos similares se reseñan en la secuencia telescopada en sus tramos centrales, donde la deformación es mucho menor. Aún así, este afloramiento queda sujeto a todo tipo de revisiones de índole geoquímica, termobarométrica y tectónica para confirmar esta hipótesis.

Por otra parte, QUESADA (1992), de acuerdo con su geoquímica y su asociación con rocas calcoalcalinas de tipo arco volcánico, las interpreta como originadas en una cuenca marginal abierta por extensión tras el arco sobre el margen del terreno de Ossa Morena durante un proceso de subducción previo a la colisión hercínica.

El grado metamórfico de las rocas que constituyen ambas unidades cartográficas es mesozonal (facies anfibolitas s.l.). Sin embargo, en la proximidad de la banda de cizalla septentrional existe una franja

decamétrica en condiciones granulíticas. Las diferencias de tamaño de grano establecidas han sido interpretadas de formas diversas: BARD (1969) y APALATEGUI *et al* (1984) lo relacionan con una disminución rápida del grado metamórfico en sentido norte-sur; CRESPO BLANC (1989) lo relaciona con una retrogradación metamórfica asociada a la cizalla Suribérica, y por último, BARD (1969) y CASTRO *et al* (1987) lo relacionan fundamentalmente con diferencias granulométricas originales. Aunque los tres procesos son operativos, actualmente se piensa que la tercera posibilidad en la que los precursores ígneos y sedimentarios ya establecían tales diferencias de grano es la más aceptada.

La edad atribuida a esta unidad en virtud de razones puramente tectoestratigráficas varía desde su atribución al infracámbrico. ELORZA (1970) a su correlación con el proceso de oceanización de edad Ordovícico inferior, rápidamente abortado. BARD (1977), SIMANCAS (1982), APALATEGUI *et al* (1986) al situarlas como base del Grupo Pulo do Lobo, les asignan una edad Silúrico-Devónico y QUESADA (1992) las sitúa en una cronología Silúrico-Devónico inferior. Estas dos últimas propuestas son las que se siguen en este proyecto.

### 1.2.3.- ESQUISTOS VERDES, ESQUISTOS NEGROS CON ANFIBOLITAS Y CUARCITAS BLANCAS (8)

Entre las dos estructuras de cabalgamiento, con dirección N160°E y vergencia Sur, ubicadas en el sector suroccidental de Ventas Quemadas y que se extienden desde Almadén de la Plata hasta el río Viar, al Este; afloran un conjunto de metasedimentos en los que se alternan metapelitas con meta areniscas, generalmente de colores grises a verdosos y amarillento, atribuidos al Pulo do Lobo (s.str.). En este sector la unidad muestra un tramo aparentemente continuo de metareniscas masivas de color blanco a marfileño, conocido como "Cuarcita del

Calvario" SIMANCAS (1982) apelativo tomado del vértice del mismo nombre, situado al Sur de Almadén de la Plata.

En este conjunto de metasedimentos, intensamente deformado, pueden distinguirse a grandes rasgos dos paquetes con predominio cuarcítico, intercalado entre tramos pizarrosos. Como características diferenciales, puede apreciarse que el tramo inferior metapelítico es de color gris azulado y las intercalaciones cuarcíticas (sublitarenitas y subarcosas de grano fino) son de color gris a negro, en tanto que el tramo de siliciclásticos finos, aflorante al Sur de la "Cuarcita del Calvario", es de color verdoso y las intercalaciones de arenisca son de grano fino a medio de color amarillento, constitución sublitarenítica y esporádicamente pueden observarse estructuras sedimentarias.

En esta Hoja no se individualiza una sola cuarcita, sino que en el registro sedimentario aflorante la serie contiene varios niveles de cuarcita blanca de parecida entidad.

Los tramos cuarcíticos, con espesores de 30 a 35 m, se muestran como una secuencia grano y estratocreciente, en sentido Norte-Sur (no existen criterios claros de polaridad sedimentaria), desde alternancias muy finas en el contacto gradual con las metapelitas grises para finalizar con cuarcitas blancas masivas de grano medio en capas decimétricas. La constitución varía desde sublitarenitas y subarcosas a cuarzoarenitas, según el sentido descrito. Localmente, sobre las cuarcitas blancas masivas, se observa un paquete decamétrico de cuarcitas tableadas en capas de 5 a 6 cm, en las que parece observarse estructuras de ola (único criterio primario observado) así como bioturbaciones a muro de capa.

Dado que este conjunto sedimentario aflora entre contactos mecánicos, la posición cronoestratigráfica de éstos materiales se establece en el contexto regional, incluyéndolos dentro del Grupo de Pulo do Lobo, al que se le atribuye una edad Devónica.

En su conjunto, se trata de la representación meridional de la sutura hercínica, que en Portugal se ha denominado Ferreira-Ficalho, y CRESPO BLANC llamó Cizalla Suribérica.

Por otra parte, en el contexto de la zona de colisión, los autores consideran que la estructura intensamente imbricada de estos metasedimentos con las "melanges" sedimentarias, que contienen fragmentos ofiolíticos de quimismo típicamente N-MORB, es la representación actual de un prisma de acreción. SILVA *et al.* (1990), QUESADA (1991), QUESADA (1992), QUESADA *et al.* (1991).

### 1.3.- ZONA OSSA-MORENA

La Zona de Ossa Morena se sitúa en el sector meridional del Macizo Ibérico (LOTZE, 1945; JULIVERT *et al.* 1974). Incluye cuatro bandas principales en las que afloran rocas precámbricas de diversa naturaleza (ígneas, metamórficas y sedimentarias) que de Norte a Sur son: el denominado Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (APALATEGUI *et al.* 1983), donde el Paleozoico es claramente correlacionable con la Zona Centroibérica y los afloramientos de materiales precámbricos (áreas de Peraleda del Zaucejo y Oliva de Mérida) muestran peculiaridades propias de la Z.O.M. (secuencia tipo Serie Negra); el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (CBBC) donde afloran materiales, intensamente reactivados en el hercínico, de edad y significado discutido (ÁBALOS *et al.* 1991a y b, 1993; AZOR *et al.* 1993); el antifforme de Olivenza-Monesterio, donde se encuentran los mejores y más extensos

afloramientos y los afloramientos de dimensiones reducidas que jalonan el límite con la Z.S.P. (macizo de Aracena, Serpa, Beja, etc.). Finalmente, hay que mencionar algunos afloramientos del sector portugués como, la antiforma de Estremoz y algunas áreas con materiales precámbricos de alto grado en los alrededores de Evora (CARVALHOSA, 1983), donde todas las evidencias indican que se trata de un domo metamórfico cadomiense.

Se ha propuesto que la Z.O.M. es un terreno agregado al autóctono centroibérico durante el Cadomiense y que durante el hercínico pasa a formar un margen pasivo con caracteres de miogeosinclinal, que es estructurado durante el Carbonífero (RIBEIRO *et al.*, 1989; QUESADA, 1990). Sin embargo, la evolución Cadomiense en relación con el autóctono centroibérico no se ha podido aclarar por el momento. Asimismo, se ha propuesto la existencia en la Z.O.M. de secuencias proterozoicas que representan diferentes ambientes geotectónicos, desde secuencias de rift y margen pasivo, hasta cuencas con series sintectónicas y arcos volcánicos continentales (QUESADA *et al.* 1987). Las secuencias más bajas de estas sucesiones estarían expuestas en el CBBC, donde conforman un apilamiento de láminas tectónicas con deformación dúctil, con rocas de alto grado metamórfico (gneises, anfibolitas y retroeclogitas) sobre las que se encuentra la Serie Negra (ÁBALOS *et al.* 1991b). Sin embargo, las relaciones entre los materiales constituyentes de las distintas láminas y la naturaleza y significado de los protolitos no están suficientemente esclarecidos.

Las rocas más antiguas que afloran en la Z.O.M., exceptuado el CBBC, son de edad Proterozoico Superior (Rifeense). Muestran caracteres bastante uniformes y, a grandes rasgos, se pueden subdividir en dos conjuntos: un conjunto inferior compuesto predominantemente por rocas pelítico-grauváquicas afectadas por un metamorfismo de grado bajo a alto

(Serie Negra), y un conjunto superior de carácter vulcanosedimentario afectado por un metamorfismo de grado muy bajo. Los afloramientos de mayor amplitud y con las mejores secciones se encuentran en el sector central, en concreto en la antiforma de Monesterio.

En el área estudiada el Precámbrico aflora en la terminación meridional de la antiforma de Monesterio en la Hoja de Almadén de la Plata, en la prolongación de esta estructura en el sur y el norte de las Hojas de Constantina y Ventas Quemadas respectivamente, en el sector meridional de la Hoja de Córdoba y en el núcleo del domo de Almadén de la Plata. Finalmente hay que señalar que en la zona más profunda del núcleo metamórfico de Lora del Río (Hojas de Ventas Quemadas y Lora del Río), no puede descartarse la existencia de materiales precámbricos, aunque por el momento tampoco puede afirmarse de forma taxativa. En todas estas áreas se reconoce la disposición estratigráfica mencionada, con un conjunto inferior tipo Serie Negra, de edad Proterozoico superior (700-550 m.a.). Sobre la Serie Negra, la secuencia es diferente en los dos flancos. En el flanco meridional (Bodonál-Cala) y discordante sobre ella, se deposita una serie vulcanosedimentaria ácida de quimismo calcoalcalino que al techo pasa gradualmente a los sedimentos carbonatados. En el flanco septentrional discordantemente sobre la Serie Negra, se deposita una secuencia vulcanosedimentaria intermedia calcoalcalina (Fm. Malcocinado), sobre ésta se deposita discordantemente la Fm. Torreárboles que pasa gradualmente al Cámbrico Inferior.

Estratigráfica y estructuralmente se pueden separar dos dominios mayores que corresponden al flanco norte y sur respectivamente de la antiforma de Monesterio, separados por el cabalgamiento de igual nombre, en los que la secuencia paleozoica muestra algunas diferencias. Sin embargo los Precámbricos tipo Serie Negra son muy similares en todas las zonas reconocidas, aunque se observan diferencias en el grado metamórfico. Por

ello la descripción de los materiales se hará de forma conjunta para los precámbricos, mientras que los paleozoicos de los flancos norte y sur se describirán de manera independiente.

Discordante sobre el Proterozoico se encuentra una serie paleozoica en la que el Cámbrico alcanza un gran desarrollo mientras los materiales del paleozoico medio están representados de forma más limitada, concentrándose en los sectores meridionales. En el Cámbrico se pueden reconocer de forma simplificada un tramo detrítico inferior, un tramo carbonatado y un tramo detrítico superior (VEGAS, 1971). Este último contiene numerosas intercalaciones de rocas ígneas (volcánicas y plutónicas) representativas de un magmatismo bimodal de tipo rift, que puede llegar a constituir cuerpos de entidad cartográfica regional. El paleozoico medio se encuentra especialmente en el sector meridional y tiene un carácter marcadamente pelítico, en contraste con la acusada influencia clástica de los materiales de igual edad en otras zonas del Macizo Ibérico. Finalmente el Devónico y Carbonífero corresponden a secuencias sinorogénicas y el último incluye importantes episodios magmáticos que permiten compararlo con la Z.S.P.

### 1.3.1.- PRECÁMBRICO

Aflora ampliamente en la terminación meridional de la antiforma de Monesterio, estructura que se extiende a lo largo de más de 100 Km con dirección NO-SE desde la Puebla de los Infantes hasta Elvas en Portugal. Esta estructura muestra una dirección oblicua a los límites de la Z.O.M. y, como se ha indicado, está atravesada por una banda de cizalla dúctil, el cabalgamiento de Monesterio (EGUILUZ, 1988). Este anticlinorio presenta estratigrafías diferentes en sendos flancos. Además hay otros afloramientos, como en Almadén de la Plata, Aracena, etc.

### 1.3.1.1.- MATERIALES TIPO SERIE NEGRA (22)

En la antiforma de Monesterio, dentro del conjunto pelítico-grauváquico inferior mencionado anteriormente, la sucesión comprende de muro a techo un complejo migmático basal y una secuencia esquistosa, indiferenciada en cartografía, en la que se reconocen dos tramos; una sucesión de esquistos biotíticos (Sucesión de Montemolín) y una monótona alternancia de metagauvacass y pizarras (Sucesión de Tentudía), ambas del Proterozoico superior. Todos los materiales semejantes a estos, en los que predominan los colores oscuros fueron denominados "Serie Negra" por CARVALHOSA (1965), aunque en la definición original se incluía el conjunto volcanosedimentario superior, que en la actualidad se considera independiente.

Las migmatitas y otras rocas asociadas (gneises y esquistos migmáticos, esquistos biotíticos, anfibolitas) constituyen los materiales más profundos aflorantes. La base de este complejo migmático, de potencia hectométrica, está ocupada por granitoides anatéticos heterogéneos (granodioritas cordieríticas con porfirocristales feldespáticos y leucogranitos variablemente gneisificados) a los que se pasa de manera gradual desde las migmatitas, definiendo un domo cadomiense. Estos materiales, que ocupan el vértice meridional de la antiforma al SE de la central del Pintado y que se prolongan en los macizos de Garrotal y Atalayuelas, han sido individualizados en cartografía como granitoides cadomienses.

La Sucesión de Montemolín está compuesta por dos tramos. El tramo basal está formado por esquistos biotíticos con intercalaciones de anfibolitas, cuarcitas negras y pequeños lechos de rocas carbonatadas, afectados por un metamorfismo de grado medio, que pasa a una alternancia de esquistos y cuarzo-esquistos, con una intercalación

decamétrica de anfibolitas, cuyo grado metamórfico disminuye de forma progresiva. En distintos niveles aparecen cuarcitas negras, con pequeños lechos de carbonatos asociados, que constituyen intercalaciones de escasa potencia, pero de gran continuidad lateral, suelen estar situadas en las proximidades de niveles volcánicos, siendo una de las litologías más características del Proterozoico en toda la Z.O.M. La potencia de esta sucesión debe superar los 1.000 m.

Al microscopio estos materiales muestran texturas esquistas o granolepidoblásticas y están formados por cuarzo y biotita como minerales esenciales con moscovita, opacos y grafito siempre presentes en proporciones reducidas. Como accesorios se encuentran apatito, circón, turmalina, etc. En general, no contienen minerales índice del metamorfismo y sólo en las zonas de mayor grado metamórfico pueden encontrarse cristales de cordierita, intensamente alterados. En detalle se pueden distinguir distintos litotipos (esquistos biotíticos, esquistos grafitosos, cuarzoesquistos, etc.) y puede destacarse que en ocasiones las biotitas se disponen en masas elipsoidales, confiriendo a la roca un aspecto mosqueado.

Las anfibolitas presentan texturas nematoblásticas, con frecuencia bandeadas, y están constituidas por plagioclasa, cuarzo y anfibol (hornblenda verde) con proporciones subordinadas de biotita, esfena y menas opacas. En estas rocas también existe una gran variación petrográfica pudiendo encontrarse desde facies con porfidoblastos de plagioclasa a rocas blastoofíticas en las que se conservan texturas ígneas originales.

Las cuarcitas negras tienen una textura granoblástica, casi siempre bandeada, y una mineralogía simple constituida de forma casi

exclusiva por cristales de cuarzo entre los que se observa una diseminación de pequeños cristalitas de grafito y opacos.

Por encima, en paso transicional, se encuentra una serie muy monótona de varios cientos de metros (500-1000 m), denominada sucesión de Tentudía, compuesta por una alternancia de metagrauvas y pizarras grises o negras con intercalaciones de cuarcitas negras y lentejones de lilitas y tramos carbonatados, esquistos oscuros, metatobas, meta-andesitas y otras rocas de origen volcanosedimentario. Esta serie, en la que se incrementa la proporción de materiales groseros y de la influencia volcánica en relación a los materiales subyacentes, ocupa la mayor parte de los afloramientos precámbricos del área estudiada a excepción de los materiales que bordean los granitoides cadomienses del sector del Pintado. Esta serie alcanza su mayor desarrollo en el sector del monte Tentudía, en el bloque inferior del cabalgamiento de Monesterio, de donde procede su nombre. El metamorfismo que presenta esta sucesión es de grado bajo a muy bajo.

Los materiales más característicos son las metagrauvas que al microscopio muestran texturas blastopsamíticas o esquistas. La proporción de matriz es variable y puede encontrarse alternancias milimétricas de grauvas y pizarras. La heterometría de los granos es notable, al igual que su irregularidad. Los clastos más frecuentes son de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de roca, esencialmente de origen volcánico. La matriz está constituida esencialmente por clorita y micas blancas. Circón, apatito, turmalina, esfena y menas opacas son los principales accesorios.

Circones detríticos procedentes de grauvacas de la parte alta de la sucesión de Tentudía han arrojado una edad superior del orden de 565 M.a. (SCHÄFER *et al.* 1993). Por otra parte los intrusivos más antiguos dentro de la Serie Negra dan edades del orden de 600 a 575 M.a. (SCHÄFER, 1990; ORDÓÑEZ, 1998). En consecuencia se puede considerar un rango mínimo de 650 a 550 M.a. para el depósito de estos materiales.

### 1.3.2.- SERIES VULCANOSSEDIMENTARIAS FINIPROTEROZOICAS

Discordantes sobre la Serie Negra se encuentran, en toda la Z.O.M., conjuntos variados y complejos de rocas volcánicas y vulcanosedimentarias del Precámbrico terminal (Rifeense Superior-Vendiense), que representan un arco volcánico continental de tipo andino sin- a tardiorogénico (EGUILUZ, 1988; CARRETERO *et al.*, 1989). Estas series cambian lateralmente de facies, pero la mayor variabilidad parece producirse transversalmente a las estructuras, lo que ha originado la utilización de nombres diversos en cada sector, como Formación Malcocinado (FRICKE, 1941), complejo de Bodonal-Cala (HERNÁNDEZ-ENRILE, 1971; EGUILUZ, 1988), serie de Jabugo (BARD, 1969), etc. En la antiforma de Monesterio la secuencia es netamente diferente en los flancos septentrional y meridional (Formación Malcocinado y complejo de Bodonal-Cala respectivamente), aunque ambas corresponden a unidades vulcanosedimentarias calcoalcalinas de carácter intermedio-ácido. Cada uno de estos conjuntos incluye potentes depósitos de materiales lávicos, volcánicos y volcanoclásticos interestratificados con materiales detríticos y carbonatados, e intruídos por algunos plutones, de tamaño variable, de rocas graníticas genética y espacialmente asociadas. La potencia, muy variable, alcanza localmente varios centenares de metros, aunque en este sector es inferior.

### 1.3.2.1.- FORMACIÓN MALCOCINADO (23)

Aparece en el bloque superior del cabalgamiento de Monesterio y tiene un carácter clástico más acusado, siendo muy abundantes los términos conglomeráticos. La composición varía espacialmente incrementando el carácter básico lateralmente hacia el SE, en las hojas de Posadas y Córdoba, donde las andesitas son mayoritarias (Fm. San Jerónimo de LIÑÁN, 1978). A escala regional también se observa un aumento de estos términos hacia el norte. En el área estudiada forman una banda que, discordante sobre la Serie Negra, se prolonga desde el sur de Constantina hasta las inmediaciones del embalse del Pintado. En ella son abundantes las rocas tobáceas y epiclásticas, que presentan intercalaciones de paquetes conglomeráticos de espesor variable, constituidos por cantos de composición volcánica y otros del substrato, especialmente de pizarras, grauvacas, granitoides, cuarzo y cuarcitas negras. Algunos de los cantos del substrato presentan una estructuración previa (EGUILUZ, 1988). Además pueden presentar intercalaciones de tobas y rocas lávicas. En general forman una secuencia irregular y compleja en la que es difícil dilucidar la proporción de material volcánico y sedimentario y en la que los cantos conglomeráticos pueden formar paquetes con poca matriz o aparecer dispersos en una matriz que siempre tiene una elevada proporción de material volcánico. A techo aumenta la proporción de material retrabajado y terrígenos hasta aparecer rocas arcósicas en el límite con los materiales cámbricos (Fm. Torreárboles).

Al microscopio se observa una mesostasis de grano fino rica en sericita y cuarzo entre la que se distribuyen cristales algo más grandes de plagioclasa. Dispersos en esta matriz se encuentran fenocristales irregulares de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de rocas lávicas de composición variable (andesitas a riolitas). Como accesorios aparecen

turmalina, circón, apatito, esfena y opacos. Los conglomerados tienen una matriz similar, pero el tamaño y variedad de los cantos es mucho mayor. Las rocas lávicas reconocidas son escasas y corresponden a rocas con texturas traquíticas o a tobas cristalinas de composición riolítica.

#### 1.3.2.2.- COMPLEJO BODONAL-CALA (26)

Es un conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas (piroclásticas y epiclásticas), pórfidos riolíticos, riolitas, dacitas, tobas cristalinas y brechas que aflora a lo largo del flanco sur de la antiforma de Monesterio y que se prolonga hasta las proximidades de La Puebla de los Infantes. Por lo general se trata de rocas ácidas y, en menor proporción, intermedias que intercalan materiales cineríticos y epiclásticos de aspecto pizarroso. Lateralmente pasan a rocas epiclásticas de composición arcósica. Los materiales más característicos corresponden a tobas cristalinas y cineritas que definen coladas ignimbríticas. Estas rocas son abundantes en la parte inferior mientras que a techo predominan las cineritas, con frecuencia de colores grises y azulados, que pasan de forma gradual al tramo carbonatado del Cámbrico inferior (Calizas de Cañuelo de Schneider, 1939) a través de un nivel de calcoesquistos.

En el área estudiada están bien representadas en el sector centrooriental, al norte del Cortijo de las Francas. Al igual que en otros sectores de la Z.O.M., los materiales más abundantes corresponden a tobas cristalinas, cineritas y metatobas de grano fino, si bien se encuentran además pasadas de aglomerados volcánicos y una cierta proporción de materiales epiclásticos. Por último señalar que en muchas zonas estas rocas están fuertemente deformadas.

Las tobas cristalinas tienen un aspecto gneísico en las que se reconocen cristales a veces de varios centímetros de cuarzo y feldespato en una matriz de grano muy fino y colores claros o rosados. La mineralogía puede variar desde términos casi monominerálicos (tobas de feldespato potásico o tobas cuarcílicas) hasta rocas con diferentes minerales y fragmentos de rocas. Al microscopio, las tobas cristalinas muestran textura blastoporfídica a gneísica con fenocristales milimétricos de cuarzo y feldespatos, con evidencias de su origen volcánico, en una mesostasis cuarzosericítica de grano fino. Estas rocas han sido denominadas en la literatura como "Porfiroides".

Las cineritas y metatobas de grano fino son rocas esquistosas constituidas esencialmente por un entramado de cuarzo y sericita. Con frecuencia muestran una alternancia de lechos milimétricos ricos en sericita con otros más groseros enriquecidos en cuarzo y a veces opacos. En muchos casos suelen tener una disseminación de cristales de magnetita que les confiere un aspecto peculiar. En lámina delgada tienen textura esquistosa granolepidoblástica con cuarzo, sericita y moscovita como minerales principales y opacos, biotita, feldespatos, circón, turmalina, apatito y esfena como accesorios.

#### **1.3.2.2.1.- Significado geodinámico y edad**

La correlación entre los tramos volcanoclásticos es obvia, sin embargo, hay que matizar que la base es discordante sobre la Serie Negra, tanto en el flanco septentrional como en el meridional (Hoja Puebla del Maestre, en prensa), pero hacia el techo en el flanco N, aparece la Fm. Torreárboles, que culmina en transición con el tramo carbonatado, mientras que en el flanco meridional el Complejo Bodonal-Cala, aparece más próximo al tramo carbonatado, con el que se sitúa en transición a techo. En los macizos meridionales

(Almadén, Aracena, etc.) las volcanitas llegan a situarse por encima de calizas.

Los datos radiométricos existentes, pese a proporcionar un rango amplio de edades, apuntan hacia un intervalo comprendido entre 520 y 530 M.a. (SHÄFER, 1990; OSCHNER, 1993; ORDÓÑEZ, 1998), cerca de la transición Cámbrico Precámbrico.

### 1.3.3.- CICLO HERCÍNICO

(DEPÓSITOS RELACIONADOS CON LA FASE RIFTING)

Suprayacentes a los depósitos del ciclo orogénico cadomiense, por lo general sobre los materiales volcanosedimentarios finiprecámbricos de la Fm. Malcocinado y en discordancia, observable en diversos puntos y deducible cartográficamente en otros, se encuentra una serie de materiales cuyo depósito por sus características litológicas y sedimentológicas se asocia a un régimen distensivo, de fase "rifting". En líneas generales el final de la fase "rifting" se sitúa en el Cámbrico Medio-Superior, cuando se lleva a cabo el cambio de régimen tectosedimentario.

Las series del Cámbrico inferior se depositan en todo el Macizo Hespérico, según la siguiente secuencia:

- Serie Detrítica Inferior
- Serie Detrítico-Carbonatada.
- Serie Detrítica Superior

En la zona de Ossa-Morena el depósito de éstos materiales además, ha venido acompañada de emisiones volcánicas, que han constituido complejos volcánicos y volcanosedimentarios bimodales desde el Cámbrico Inferior al Cámbrico Medio-Superior.

Esta secuencia de materiales cámbricos ya fue puesta en evidencia por LOTZE (1945) en su trabajo de síntesis del Cámbrico de España, aunque no con la misma distribución a lo largo de las diferentes zonas.

En líneas generales, la Serie detrítica inferior es una sucesión terrígena depositada en un medio marino somero, constituida por una alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas, si bien en cada zona conserva características propias.

Por otra parte, esta unidad se caracteriza por los cambios laterales de facies, lo que ha originado una subdivisión en formaciones, ocasionalmente difíciles de correlacionar en las diferentes zonas ZAMARREÑO (1983).

La serie detrítica inferior no ha aportado fauna, pero por su posición estratigráfica y por su contenido paleicnológico, ha sido atribuida al Cámbrico Inferior o, en la Sierra de Córdoba, al tránsito Precámbrico-Cámbrico.

En el ámbito del proyecto recibe el nombre de Formación Torreárboles, y sólo aflora al norte del anticlinorio de Olivenza-Monesterio.

Esta serie ha sido dividida en dos miembros, LIÑÁN *et al* (1981) (En ZAMARREÑO, 1983). Un Miembro Inferior, constituido por una sucesión de materiales areniscosos (entre metagrauvacas y metaarcosas) con un metamorfismo regional de grado muy bajo. De forma gradual se pasa al Miembro Superior constituido por una alternancia de pizarras y areniscas, situándose a techo la serie carbonatada.

El medio de depósito de los materiales de la serie va evolucionando desde más somero en la base a más profundo a techo, dentro siempre de un

ambiente sublitoral con aguas oxigenadas y sedimentación lenta (PRESUR-ADARO, 1988).

La Serie Carbonatada se caracteriza por su aparente homogeneidad dentro del Macizo Hespérico, constituyendo un nivel guía, bastante útil como elemento de correlación.

La deposición de los materiales de esta unidad, se inicia con una etapa transgresiva en la que se deposita una serie tipo, básicamente constituida por calizas y dolomías masivas con niveles terrígenos intercalados.

Se han descrito estructuras de montículos arrecifales de algas y arqueociátidos, propias de biohermos de plataforma somera, en distintos sectores de la Z.O.M.

Esta unidad se deposita concordantemente sobre la serie detrítica inferior, durante el Cámbrico Inferior.

En la Z.O.M., la serie aflora en ambos flancos de anticlinorio de Olivenza-Monesterio, recibiendo localmente diversas denominaciones: Calizas de Alconera (GONZALO y TARÍN, 1879; MELÉNDEZ, 1941; BARD, 1964), Calizas de Sierra (SUHR, 1969), Calizas del Agua (FRICKE, 1952), Calizas de Cañuelo (SCHNEIDER, 1952), Formación Pedroche (LIÑÁN, 1974) (En ZAMARREÑO, 1983).

La potencia de la serie en este área varía entre 250 m y 900 m según zonas y amplitud vertical atribuida, ya que en ocasiones se han incluido en esta serie términos de las series detríticas supra y/o infrayacentes (ENADIMSA-PRESUR, 1988).

Estudios detallados de la formación carbonata y de su fauna, han sido llevados a cabo por LIÑÁN (1974, 1978 A), LIÑÁN y PEREJÓN (1981), ZAMARREÑO (1983), MORENO-EIRIS (1988), LIÑÁN *et al* (1990), PEREJÓN *et al* (1992), etc.

En el sector del Macizo de Aracena, el alto metamorfismo térmico dificulta la correlación de facies. Además, presenta un contenido en sulfuros que la definen como un metalotecto regional de gran interés.

La Serie Detrítica Superior se encuentra sobre la serie carbonatada y concordante con ella. Esta constituida por materiales terrígenos entre los que se intercalan niveles volcánicos de carácter bimodal, con desarrollo horizontal y vertical desigual, según las zonas, con un máximo en la mitad meridional de la Z.O.M. (Espilitas de Umbría-Pipeta).

En la Z.O.M., la Serie Detrítica Superior aflora a ambos lados del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio.

En términos generales la serie sufre importantes cambios laterales de facies, recibiendo diferentes nombres según su carácter litológico.

En el flanco septentrional del Anticlinorio de Monesterio, la serie adquiere su mayor desarrollo en una banda de dirección NO-SE, que va desde la Hoja de Fuente de Cantos (nº 876) hasta el límite oriental de la Hoja de Las Navas de la Concepción (nº 921). Esta potente serie ha sido denominada "Formación de Benalija".

Sin embargo, FRICKE (1940) denominó Capas de Benalija a un nivel de unos 20 m que representa la transición gradual de las calizas a los términos detríticos superiores.

En el flanco meridional del anticlinorio es donde esta serie está más desarrollada. El contacto sobre la formación carbonatada es normal, realizándose por medio de unos niveles de escasos metros de potencia de calizas con nódulos pizarrosos, que de forma rápida pasan a pizarras con nódulos carbonatados. Sobre ellas se depositan los tramos detríticos, que en este sector han recibido distintas denominaciones de carácter local:

- Alternancia de Cumbres
- Formación detrítica de Jerez
- Vulcanitas de la Valera
- Pizarras de Herrerías
- Pizarras laminadas con bioturbaciones
- Serie del Huéznar

La edad y potencia de la serie varían espacialmente, de acuerdo con la posición tectosedimentaria que los materiales ocupaban dentro de la cuenca de sedimentación. Globalmente, el depósito tiene siempre un carácter litoral, correspondiente a una plataforma somera, con espesores entre 1000 y 2000 m, y una edad que va desde el Cámbrico Inferior (Marianiense) hasta la parte superior del Cámbrico Medio. Al SO de la Ossa Morena, el Cámbrico Medio está representado por un vulcanismo básico bien desarrollado (Umbría-Pipeta), que no aflora en esta zona.

#### 1.3.3.1.- CONGLOMERADOS, ARENISCAS (ARCOSAS) MASIVAS DE GRANO GRUESO, ARENISCAS (SUBARCOSAS) DE GRANO MEDIO-FINO, LUTITAS GRISES Y MARGOSAS. FORMACIÓN TORREÁRBOLES

En discordancia sobre los metasedimentos del ciclo cadomiense y exclusivamente en el ámbito septentrional del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, aflora una potente sucesión de naturaleza siliciclástica a la que se denomina por extensión Formación Torreárboles.

De forma general, en los sedimentos atribuidos a esta formación, pueden establecerse dos miembros que en la mayoría de los casos adquieren entidad cartografiada.

#### **1.3.3.1.1.- Miembro Inferior (24)**

Aunque de forma discontinua los primeros depósitos de esta formación son conglomerados y gravas con matriz arenosa y cemento silíceo, que orlan el contacto meridional de la banda de afloramientos de esta formación que, con dirección aproximada N120°-140E, se encuentra desde el Embalse del Pintado, Hoja de Almadén de la Plata, hasta las Hojas de Navas de la Concepción y Palma del Río, pasando por el sector de la población de Constantina. Otro afloramiento de estos conglomerados se localiza en el núcleo de la estructura anticlinal del sector centro oriental de la Hoja de Constantina en continuidad hacia las Navas de la Concepción.

En todos los casos, la composición litológica de estos conglomerados es bastante uniforme y claramente diferente al espectro de los conglomerados intercalados en formaciones infrayacentes.

En general está constituido por cantos de areniscas cuarcíticas (grauvacas), rocas volcánicas, cuarzo, pizarras, y rocas ígneas alteradas. Los cantos son elipsoidales, bien redondeados, con moda de 8 a 10 cm y centil hasta de 25 cm. La matriz varía localmente desde trama cerrada (< 10%) a abierta (>45%). Es característico de estos conglomerados la presencia de vetas y diseminaciones de vivianita, de color verde brillante.

La potencia de estos cuerpos oscila desde decamétricos a más de 90 m y su continuidad lateral desde hectométrica a kilométrica. Normalmente no se trata de un nivel único, sino de acúmulos multisequenciales que intercalan gravas y arenas arcósicas.

Sobre estos conglomerados y de forma muy continua, al menos en el área del proyecto, se encuentra un tramo siliciclástico de aspecto masivo y muy deleznable que origina suelos blanquecinos.

Se trata de arenas en bancos métricos a decimétricos de grano grueso a medio. Normalmente se presentan como capas o bancos soldados a veces con estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación cruzada, con ripples a techo de algunas capas. El tramo se estructura en secuencias métricas a decimétricas, grano-decrecientes, en las que progresivamente se intercalan láminas y capas de fangolitas oscuras ricas en materia orgánica, constituyendo en su conjunto una megasecuencia grano y estratodecreciente en paso gradual al tramo superior. El límite cartográfico se toma cuando desaparecen los paquetes de arenas de grano medio, de espesores decimétricos.

La petrografía de estas arenas muestra que se trata de subarcosas y en menor proporción, arcosas y sublitarenitas con matriz sericítico-caolinítica, escasa clorita y cemento silíceo. Como accesorios se encuentra circón, leucóxeno, apatito y esfena.

El espesor total de este tramo varía entre los 100 a 120 m en las series más condensadas y groseras a centenares de metros (250 a 350 m) al NE de esta Hoja.

Las características sedimentológicas y petrográficas descritas permiten atribuir estos depósitos a un medio de cinturón costero en donde los conglomerados serían fan deltas, en paso vertical y lateral a llanura mareal inferior (playas) y mixta.

#### **1.3.3.1.2.- Miembro Superior (25)**

En tránsito gradual con las arenas masivas se tiene una potente sucesión constituida por una alternancia de centimétrica a milimétrica de areniscas de grano medio a fino, blancas o verdosas y lutitas gris verdoso a negras.

La secuencia característica de este miembro, de forma resumida, es como sigue: un término inferior en arenisca (subarcosa a arcosa) de grano fino, con laminación de ripples, un término en fangolitas gris verdosas que intercalan láminas de continuas a discontinuas (linsen) de arena muy fina, todo el conjunto con fuerte bioturbación y un término de lutitas gris a negras. Esta secuencia hacia techo del miembro se completa con nódulos carbonatados y láminas de carbonato en su término pelítico.

El espesor de la secuencia varía desde decimétrica (15 a 5 cm) en su base a centimétrica hacia techo (3 a 0,5 cm) en tanto que la relación arena/pelita va de 5/1 a 1/10 respectivamente.

De esta manera el acúmulo secuencial conforma una macrosecuencia grano y estratodecreciente en continuidad del Miembro Inferior.

Como facies características de este miembro, pueden citarse los bancos con aspecto masivo constituidos por unas alternancias centi

a milimétricas de arenas muy finas y fangos grises, en los que, en detalle, se observan estructuras en llama, volcanes de arena, ripples sumergidos, etc., otras capas más esporádicas en este miembro, muestran una base moderadamente erosiva, granoclasificación y laminación de ripples de ola (H.C.S.). Se trata de secuencias PHX, WALKER (1983) originadas por tempestades.

Las características sedimentológicas y petrográficas de los materiales descritos permiten asimilarlos a depósitos de llanura mareal (meso a micromareal), mixta con eventos esporádicos de tipo tempestático, que evoluciona a un progresivo hundimiento a la vez que cesan los aportes siliciclásticos tamaño arena iniciándose el depósito de carbonato.

A nivel regional, los cambios laterales y verticales con la serie carbonatada son visibles, tanto a nivel de afloramiento como en el ámbito cartográfico.

En este miembro, en el ámbito cuencal, se citan la presencia de abundantes icnofósiles clasificados como *Rusophycus*, *Tomaculum*, *Margarituchnus*, *Monocraterion*, *Laevicyclus*, *Gordia*, *Phycoides*, *Monomorphichnus*, *Planolites*, etc. y atribuidos al Cordubiense (Cámbrico Inferior basal), por lo que en su contexto estaría representado el tránsito Precámbrico-Cámbrico.

En resumen, la Formación Torreárboles se muestra como un ciclo de facies grano y estrato decreciente (carbonato creciente), con depósitos de fan deltas y llanura de mareas, posiblemente deltas de dominio mareal, configurando un nivel de mar alto en "situación transgresiva".

### 1.3.3.2.- SERIE DETRÍTICO-CARBONATADA

En concordancia tránsito gradual y habitualmente con cambios laterales de facies, sobre los materiales de la Serie Detrítica inferior al norte del anticlinorio y sobre el Complejo de Bodonal-Cala al sur de esta estructura, se deposita una sucesión caracterizada por la presencia de rocas carbonatadas. Normalmente constituyen una megasecuencia carbonatocreciente, de tal forma que los bancos de carbonatos aumentan de número y espesor hacia techo, constituyendo a veces una unidad cartografiable, en tanto que en otros sectores se desarrollan cuerpos carbonatados de extensión variable.

En cualquier caso, esta serie constituye un litosoma con características bastantes uniformes a nivel cuencal. En la Hoja de Ventas Quemadas no afloran los materiales de la serie detrítico carbonatada del Norte del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio.

Al Sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio y sobre los materiales, el Complejo Bodonal-Cala, se tiene un horizonte carbonatado constituido por calizas esparíticas de grano grueso, dolomías amarillentas a crema, calizas dolomítizadas y micritas de color blanco a grisáceo en capas o bancos (28).

Se trata de mudstone a wackestone de colores gris azulados a rosados, en general bien estratificados, caracterizadas por la presencia de frecuentes laminaciones mili a pluricentimétricas que contienen materiales arcillosos con materia orgánica y ocasionalmente restos de algas. No es excepcionalmente encontrar sulfuros diseminados entre estas calizas.

A techo de la unidad carbonatada, en muchas localidades puede observarse un tramo cuyo espesor varía de 2 a 15 m, constituido por secuencias decimétricas a centimétricas, en las que se observan dos términos: uno carbonatado con base neta y techo ondulado, y otro limo-arcilloso con calizas diversas grises a violáceas. Son muy escasos los puntos en los que se observa en los niveles carbonatados laminaciones asimilables a ripples de ola de tipo hummocky y swaley. Este tramo es el que marca regionalmente el tránsito a la Serie Detrítica Superior y es conocido como pizarras o esquistos "kramenzel" de los autores alemanes.

Petrográficamente, son rocas carbonatadas de grano fino y muy fino, constituidas por calcita con una proporción accesorio de cuarzo, mica incolora, feldespato (plagioclasa), moscovita, clorita y frecuentemente menas metálicas. La textura es granoblástica, recristalizada y localmente elongada. Son rocas afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado y en una de las muestras se han detectado agregados irregulares de clorita.

Las pizarras intercaladas son bastante minoritarias. Tienen tonos grises o negruzcos y se meteorizan a tonos beige y pardo marrón. En algunos sectores, los tramos carbonatados son escasos y corresponden a lentejones pluricentimétricos y pluridecimétricos de pizarras limolíticas carbonatadas.

Microscópicamente estas pizarras están constituidas por sericita, clorita, cuarzo y albita, como minerales principales. Como accesorios aparecen opacos, turmalina, circón y materia carbonosa. Son pizarras limolíticas muy finas de textura pizarrosa.

Finalmente, intercaladas entre los materiales descritos, aparecen grauvacas bastante escasas y de poco espesor.

Son rocas de tonalidad verdosa, generalmente de grano fino, en las que de visu únicamente se aprecia feldespato, cuarzo, litoclastos y alguna laminilla de moscovita.

Microscópicamente están constituidas por cuarzo, albita, clorita y sericita como minerales principales. Como accesorios se ha detectado moscovita, opacos, materia carbonosa, turmalina y circón. Han sido clasificadas como metareniscas albíticas de textura blastopsamítica de grano medio.

De los afloramientos situados en las proximidades de El Pedroso, unos corresponden a mármoles dolomíticos, y otros a rocas calcosilicatadas. Entre los primeros destacan los afloramientos de El Acebuchal, que se disponen en el núcleo de un sinclinal con eje N-S, fallado en su flanco occidental, y que tiene su continuación hacia el N en el Sinclinal del Cerro San Cristóbal.

Los afloramientos de rocas calcosilicatadas se sitúan al SE de El Pedroso (Minas Redondilla y Navalázaro), y al ONO en el Cerro San Cristóbal. En el estudio microscópico estas rocas son clasificadas como corneanas diposídico-granitíferas o plagiodiopsídicas, a veces mineralizadas con paragénesis típicas de skarn (minas antes citadas). Como minerales principales tienen diópsido, plagioclasa o granates, y a veces opacos. Entre los accesorios destacan calcita, epidota, esfena y actinolita, y entre los secundarios sausruta. Las texturas son granoblásticas, finas o heterométricas, con tendencia a bandeadas.

Esta serie adquiere su máximo desarrollo es en la parte centro-oriental de Ventas Quemadas, donde existe intercalado en los depósitos descritos un volcanismo bimodal muy importante, con predominio de términos espilíticos sobre riolíticos, a su vez, intruidos por metagabros que integran parte de la serie, genéricamente denominada en campo como metabasitas.

Es difícil establecer el espesor de esta unidad, ya que por lo general no aflora su muro o está fuertemente tectonizada. Aún así, puede estimarse entre un mínimo de 150 m en las series condensadas a 400-500 m en los sectores con intercalaciones importantes de volcanismo bimodal.

Son numerosas las publicaciones referidas al contenido paleontológico de la Serie Detrítico Carbonatada. En estas publicaciones cuyo resumen exhaustivo se recoge en PEREJÓN *et al* (1992) (GUTIÉRREZ MARCO *et al* Paleozoico Inferior de Ibero América), en base a la fauna diversa clasificada de Trilobites, Hyolites, Arqueociatos, Algas, Braquiópodos, etc., definen una edad Ovetiense Inferior-Medio para la unidad basal de la serie y Ovetiense Superior-Marianiense Inferior para la unidad carbonatada superior.

#### 1.3.3.3.- SERIE DETRÍTICA SUPERIOR

En concordancia, y localmente en tránsito litológico gradual con los sedimentos descritos como Serie Detrítico carbonatada, aflora una potente sucesión esencialmente siliciclástica en la que predominan las lutitas y fangolitas verdes, localmente moradas o violáceas en las que se intercalan capas carbonatadas, con escaso desarrollo lateral, paquetes arenosos más continuos y rocas volcánicas ácidas y básicas, y conglomerados de espectro calclítico.

Esta serie, con características litológicas algo diferentes al norte y sur del anticlinorio, ha recibido distintas denominaciones: Capas de Benalija y Capas del Arroyo-Tamujar al Norte; Serie de la Ribera del Hierro, Alternancias de Cumbres, etc. en las zonas meridionales. De estas denominaciones informales, las más citadas bibliográficamente, son las de Capas de Benalija y Alternancias de Cumbres.

Las Capas de Benalija afloran extensamente en los sectores septentrionales de las Hojas nº 919 (Almadén de la Plata) y 920 (Constantina), y las Alternancias de Cumbres en los sectores meridionales de las Hojas nº 919 (Almadén de la Plata), 940 (Castilblanco de los Arroyos) y 941 (Ventas Quemadas).

Al Sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, y en concordancia sobre los depósitos de la serie detrítico-carbonatada, se tiene un registro sedimentario en el que se ha diferenciado un conjunto volcánico bimodal que incluye materiales ignimbríticos de tendencia alcalina y espilitas, que forman una banda norteada poco potente (50 m) en los altos del cerro del Mármol, pero que no está siempre presente. Los primeros son rocas de colores blanquecinos o rasáceos de grano muy fino, en el que se reconocen pequeños fragmentos lávicos soldados. Al microscopio tienen una textura microcristalina fluidal en la que se diferencian clastos formados por un intercrecimiento granoblástico de cuarzo y plagioclasa engastados en una matriz microcristalina de cuarzo, plagioclasa sódica, sericita y clorita. Como accesorios aparecen circón, turmalina y una gran abundancia de opacos (pirita, calcopirita, etc.).

Las espilitas corresponden a materiales de tonos verdosos con numerosas vacuolas que, en ocasiones, muestran estructuras redondeadas tipo pillow, coladas, brechas etc. Al microscopio

muestran una textura microlítica, a veces porfídica, definida por pequeños cristales de plagioclasa albitica (<1 mm) en una matriz de clorita, esfena, calcita y opacos. Contienen abundantes vacuolas rellenas de clorita, calcita o cuarzo. En el área del cortijo de Las Cabezas se encuentra un sinclinal de flancos muy buzantes formado por una serie vulcanosedimentaria. Los bordes corresponden a materiales pizarrosos y cineríticos sobre los que se encuentra un tramo de grauvacas epiclásticas en las que se intercalan vulcanitas básicas y espilitas y, por encima de todo un aglomerado riolítico que ocupa el núcleo de la estructura. Son, por tanto, rocas volcánicas situadas a techo de calizas, aunque es difícil asegurar su correlación de detalle con el nivel volcánico basal, de forma que podrían corresponder a un nivel algo superior, intercalado en la serie detrítica.

En el sector del Pedroso también se han reconocido niveles de rocas de tendencia alcalina análogas a las descritas, si bien la poca calidad de los afloramientos hace difícil determinar su volumen.

Por encima del nivel volcánico basal aflora una alternancia de bancos decimétricos de arcosas con lechos pizarrosos de menor espesor (29). En general los tramos inferiores son más potentes y de grano más grueso y a techo disminuye tanto la granulometría, como la abundancia y espesor de bancos detríticos, hasta terminar en una serie eminentemente pizarrosa (30). En esta última secuencia se observan gran cantidad de estructuras sedimentarias como gradaciones, laminaciones paralelas y cruzadas, huellas de carga, ripples etc. La potencia total puede superar los 1.000 m, aunque existen cambios laterales de facies y variaciones de potencia. Por ello, como se ha mencionado, estos materiales pueden depositarse sobre las rocas volcánicas o directamente sobre los carbonatos.

Al microscopio las pizarras muestran una textura esquistosa definida por un entramado de cuarzo, clorita, sericita y opacos. Las rocas detríticas están constituidas por clastos de cuarzo, plagioclasa, feldespato, fragmentos de roca y opacos, con cantidades accesorias de clorita, circón, turmalina y esfena. En general tienen una textura blastopsamítica y pueden contener lechos enriquecidos en carbonatos y en minerales pesados.

En la zona suroriental, entre la falla de Las Francas y el accidente extensional principal estos materiales están afectados por un metamorfismo de grado bajo a alto con desarrollo de procesos de fusión parcial. En este sector la serie se compone de una alternancia de gneises feldespáticos, con un bandeo metamórfico milimétrico característico, y metapelitas. En las proximidades del accidente extensional puede resaltarse la presencia de niveles calcosilicatados, procedentes de intercalaciones carbonatadas. Al microscopio el bandeo corresponde a la alternancia de lechos ricos en micas (biotita y moscovita) con otros félsicos constituidos por cuarzo, plagioclasa, feldespato y pequeñas moscovitas prismáticas, aunque en los niveles más profundos puede aparecer sillimanita. Las rocas básicas intercaladas se encuentran transformadas en metabasitas o anfibolitas.

#### **1.3.3.3.1.- Paleozoico de la Unidad de Lora del Río**

Con el nombre de unidad de Lora del Río se define al conjunto de materiales situados por debajo del accidente extensional principal que atraviesa la Hoja de Ventas Quemadas en dirección NO-SE. Se caracteriza por presentar un metamorfismo de grado muy variable (esquistos verdes, granulitas de baja presión) y una fase de deformación extensional evidente. En esta unidad se incluyen los afloramientos de la Hoja de Ventas Quemadas y su prolongación en

las Hojas de Castilblanco de los Arroyos y Almadén de la Plata. Dentro de esta unidad se pueden diferenciar dos bloques separados por un accidente extensional secundario, con rasgos tectonometamórficos propios, que se conocen como núcleo metamórfico de Lora del Río (NMLR) y serie del Huéznar.

- a) Serie del Huéznar (31 y 32). Se trata de una monótona sucesión de esquistos micáceos de colores marrones y amarillentos que intercalan de forma ocasional paquetes grauváquicos de potencia decimétrica. Al microscopio muestran un bandeo definido por la alternancia de lechos con distintas proporciones de micas. Aunque la mayor parte de los materiales están formados por moscovita, clorita, cuarzo, plagioclasa y biotita, en asociaciones propias de las zonas de la clorita y la biotita, también se han reconocido las isogradas de la cordierita, andalucita, sillimanita y moscovita "out".

Intercaladas en esta serie se encuentran algunos niveles de rocas volcánicas que pueden constituir tramos de entidad cartográfica. Se trata de cineritas y tobas de colores blanquecinos o verdosos. Al microscopio están compuestas por plagioclasa, feldespato, cuarzo y proporciones variables de micas, que definen una textura granoblástica a blastoporfídica. En zonas más metamórficas contienen plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo con texturas porfidoblásticas a grano o nematoblásticas. Como accesorios se reconocen epidota, esfena, circón y opacos.

Asociados espacialmente a las vulcanitas aparecen numerosos diques, sills o pequeños cuerpos básicos de escasa continuidad lateral, que corresponden a metabasitas constituidas por anfíbol, plagioclasa y opacos con texturas subofíticas.

Los afloramientos situados al oeste del granito de Ventas Quemadas muestran un grado bajo de metamorfismo, excepto en la zona de contacto con el granito, por lo que sus caracteres son más fáciles de analizar. Se trata de una alternancia de pizarras verdosas con intercalaciones de lechos detríticos de potencia variable y composición arcósica o cuarcítica. Llevan asociados numerosos paquetes de rocas volcánicas tanto ácidas como básicas aunque su importancia no se conoce con exactitud. Estos materiales se prolongan hasta la hoja de Santa Olalla, donde enlazan con los materiales del flanco meridional de la Antiforma de Monesterio, por lo que su asignación al Cámbrico inferior superior a calizas no presenta muchas dudas.

- b) Núcleo metamórfico de Lora del Río (33). Corresponde al macizo cristalino de Lora del Río (FABRIÈS, 1963; ARRIOLA y EGUILUZ, 1983; APRAIZ *et al.*, 1992) compuesto por una secuencia de paragneises pelíticos y semipelíticos con intercalaciones de gneises cuarzofeldespáticos, esquistos grafitosos y gran cantidad de anfibolitas y gneises anfibólicos. Todo el conjunto muestra un metamorfismo de grado alto que en las zonas más profundas origina el desarrollo de granitoides anatéticos y de un amplio cortejo de migmatitas.

En las zonas centrales del NMLR los procesos de fusión parcial asociados al metamorfismo han generado una serie de granitoides peculiares. La facies más extendida corresponde a un granito de aspecto sacaroideo de color grisáceo y muy heterogéneo, con abundantes enclaves restíticos y una gran cantidad de cordierita. En cuerpos de menor extensión aparece una granodiorítica de aspecto homogéneo, con una menor proporción de enclaves en la que resaltan placas centimétricas de biotita y nódulos de cuarzo

hialino. Además lleva asociados pequeños diferenciados leucograníticos asociados a la formación del domo.

Rodeando a esta zona, en la que los procesos de fusión son dominantes, se dispone una aureola de migmatitas con una variada gama de estructuras (estromáticas, ptigmáticas, flebíticas, etc.) que pueden considerarse como metatexitas originadas por tasas de fusión moderadas o bajas. La presencia de pequeños afloramientos de leucogranulitas es de gran interés a la hora de establecer la evolución metamórfica. Las migmatitas de tipo estromático están formadas por lechos cuarzofeldespáticos (leucosomas) de espesor variable, separados de los mesosomas, compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita, sillimanita y feldespato potásico por otros más delgados y oscuros (melanosomas) enriquecidos en biotita y sillimanita. En las zonas menos metamórficas se encuentran micasquistos y paragneises bandeados constituidos por biotita y sillimanita con diferentes proporciones de minerales félsicos. Este bandeo traspone una fábrica previa.

Los abundantes niveles anfibólicos intercalados definen una banda de cierta continuidad que describe un pliegue cartográfico en la unidad de Lora del Río. Son rocas de color verdoso en las que, con frecuencia, destacan anfíboles milimétricos. Están formadas por anfíbol, plagioclasa y opacos, pero la variación en el contenido de dichos minerales da lugar a diferentes texturas y al desarrollo de estructuras bandeadas. En ocasiones la elevada proporción de plagioclasa permite clasificarlos como gneises anfibólicos.

Finalmente cabe reseñar la presencia de esquistos grafitosos que se localizan de forma mayoritaria en la zona central y que podrían corresponder a materiales propios de la Serie Negra.

La edad de todo este conjunto es problemática, pero consideraciones de tipo regional y estratigráfica, así como evidencias de tipo estructural permiten considerarlo equivalente a la secuencia del Cámbrico inferior.

#### 1.3.4.- DEPÓSITOS RELACIONADOS CON EL MARGEN PASIVO

##### 1.3.4.1.- INTRODUCCIÓN

A continuación de la fase "rifting" y posiblemente como consecuencia del evento "sárdico" de deformación, las condiciones de uniformidad sedimentaria establecida a lo largo del Cámbrico quedaron bruscamente interrumpidas, generándose en dicho evento una reestructuración de los ámbitos cuencales de sedimentación. De esta forma se definen dos subcuencas ubicadas de nuevo al norte y sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, cuya característica lito y bioestratigráfica son diferentes. En síntesis, dentro del área de investigación y sobre los materiales del cámbrico se tienen dos registros sedimentarios. Uno, en los sectores meridionales, que se encuadra en la sucesión estratigráfica de Barranco-Hinojales. Y otro aflorante en el sector septentrional del antiforme y que incluye los afloramientos del Embalse del Pintado (Sinclinal del Valle) y del Cerrón del Hornillo (SE del a Hoja de Constantina y NE de Venta-Quemadas), encuadrable en los depósitos de margen pasivo que se configura en la Z.O.M. septentrional a partir del Ordovícico inferior.

#### 1.3.4.2.- ORDOVÍCICO

En la Z.O.M., el registro sedimentario atribuido al Ordovícico, tiene una distribución muy irregular, en el Sinclinorio de Barrancos-Hinojales, sobre o en contacto mecánico con el Cámbrico Medio-Superior, se deposita una potente serie siliciclástica que llegó al Silúrico, en esta Hoja está representada al N de Almadén de la Plata. En el resto de la Z.O.M. se caracteriza por la dispersión de los afloramientos, la escasez, la poca precisión e incluso la contradicción de los datos aportados por la bibliografía lo que incide en una visión estratigráfica y paleográfica de conjunto poco precisa.

Como anteriormente se reseñaba en el área del proyecto se tienen dos sucesiones diferentes, cuyas series representativas pueden establecerse en la carretera de Almadén de la Plata al Real de la Jara, para los materiales Ordovícicos y Devónico-Carboníferos de las Pizarras de Barranco y la Fm. Terena y en el Embalse del Pintado desde las caleras situadas en el Km 14,5 de la carretera a Cazalla de la Sierra en sentido Sur-Norte para la sucesión Ordovícica de la Z.O.M. Estas sucesiones situadas ambas en la Hoja de Almadén de la Plata serían representativas de los depósitos posteriores al Cámbrico, en las cuencas situadas al sur y norte respectivamente del anticlinorio de Olivenza-Monesterio.

De las observaciones de campo realizadas en el entorno del Cerrón del Hornillo (NE de la Hoja) puede establecerse que la serie ordovícica aflorante, siempre en contacto mecanizado con el Cámbrico, comienza por un paquete de pizarras y limolitas verdes que intercalan capas de areniscas limoso micáceas de color pardo amarillento, más abundantes hacia techo (35). La bioturbación es continúa en todo el tramo. GUTIÉRREZ MARCO *et al* (1984) citan la presencia de incofósiles

como Planolites, Paleophycos, Chondrites, Teichichmus, Monomorphichnus, y huellas de artrópodos indeterminables. Localmente este tramo pizarroso contiene en su parte superior nódulos y concreciones ferruginosas carbonatadas, en cuyo núcleo puede encontrarse fauna de trilobites, graptolites, conodontos, gasteropodos y braquiópodos que han precisado en esta área una edad Llanvir Superior-Llandeilo inferior. Aún cuando el contacto con el Cámbrico esta siempre mecanizado en lugares concretos del flanco Sur del Sinclinal del Valle se ha observado que, hacia la base de este tramo, hay gravas de cuarzo que pudieran ser los depósitos relacionados con la transgresiva. El espesor de este tramo no es inferior a los 150 m. Sobre este tramo se tiene un nivel de 15 a 50 cm de oolitas ferruginosas.

La secuencia grano y estratocreciente ordovícica descrita continua con un paquete métrico (3 a 4) con alternancia de lutitas y/o fangolitas grises oscuras, carbonatadas y con nódulos que culmina con un paquete de calizas decamétrico, con gran continuidad lateral conocido como "Calizas de Pelmatozoos) (40). ROBARDET (1976), JAEGER *et al* (1979), HAFENRICHTER (1979-1980), GUTIÉRREZ MARCO *et al* (1984) y GARCÍA RAMOS *et al* (1992), etc.

Los contactos inferior y superior de las calizas, tanto con las "oolitas irostone" como con las pizarras superiores (pizarras del Valle) son muy netos. En la serie aflorante en Ventas Quemadas estas calizas están reducidas a lentejones incartografiables debido a la intensa tectonización.

Al Sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio y siempre en contacto mecánico con las series del Cámbrico, aflora una potente sucesión eminentemente siliciclástica denominada "Pizarras de Barrancos" (34)

que intercalan cuerpos de rocas volcánicas de carácter básico y en mucha menor proporción ácida.

En las cartografías previas esta unidad se subdivide en dos. Los "Esquistos del Cubito" y las "Pizarras de Barrancos" en razón de unas características litológicas bien definidas de uno u otro tramo, si bien todos los autores consideran que se trataba de un paso gradual.

En el sector suroccidental y sobre las series del Cámbrico, se tiene un tramo constituido por metapelitas (filitas y esquistos) de color gris oscuro, con una esquistosidad muy penetrativa y abundantes segregaciones de cuarzo muy replegado o en cuerpos sigmoidales a veces con agregados de clorita. Esta unidad es la denominada "Esquistos del Cubito".

En lámina delgada estos materiales están constituidos por cuarzo, moscovita, clorita, biotita y plagioclasa. La textura es milonítica, donde se observan estructuras sigmoidales, que pliegan y transponen una "schistosity" previa.

Las "Pizarras de Barrancos" son una monótona sucesión de pizarras y filitas que intercalan, de forma progresiva hacia techo, finas capas de areniscas (sublitarenitas) de grano fino liso a muy fino, gradadas y esporádicamente con laminación paralela y de ripples. Son escasos los ejemplos con estructura H.C.S. en capas centimétricas. En general el color es gris verdoso, aunque localmente adquieren tintes morados a vinosos muy oscuros.

Al microscopio son rocas constituidas por moscovita, clorita, cuarzo melanocratos, esfena, circón, etc., clasificadas como pizarras o filitas. Las areniscas varían de litarenitas a sublitarenita con cuarzo de grano

fino abundante y con fragmentos de rocas en las que predominan los granos de esquistos negros y rocas ígneas muy alterados sobre todo los feldespatos. El cemento es silíceo y normalmente hay granos de apatito disperso.

En ambas litologías se intercalan cuerpos de rocas volcánicas básicas, de espesores decamétricos a hectométricos y extensiones plurikilométricas.

Son rocas formadas por plagioclasa y anfíboles en una matriz microcristalina rica en plagioclasa. La textura es blastoporfídica. En el cuerpo de rocas básicas, con mayor extensión cartográfica, el grado de alteración que se detecta al microscopio es muy importante y continuo, con aparición de zoisita y moscovita, a partir de la plagioclasa y anfíbol y clorita a partir del piroxeno. Aparecen igualmente escasos cristales de olivino alterados a antigonita y hematites.

Estas rocas serían lavas de la serie espelita-queratofido con textura porfídica y matriz alotriomorfa. Químicamente son rocas subalcalinas con marcado carácter toleítico.

Hay también intercaladas pequeñas coladas de rocas ácidas (riolitas).

El tránsito entre las litologías descritas para los "Esquistos del Cubito" y las "Pizarras de Barrancos" es totalmente gradual, por lo que de acuerdo con ÁBALOS, B. (1987) y APALATEGUI, O. (1984) se piensa que los Esquistos del Cubito no son una formación con valor cronoestratigráfico sino las milonitas y/o filonitas de una banda de cizalla de anchura hectométrica a kilométrica a partir de las "Pizarras de Barrancos".

El espesor de este conjunto es muy difícil de establecer, aunque puede estimarse un mínimo de centenares de metros.

Es muy escasa la frecuencia de fauna, DELGADO, N. (1908) en Portugal, muy próximo a Barrancos, encontró restos de *Didymographtus* y les atribuye una edad Ordovícico inferior.

Actualmente las series establecidas en la Hoja nº 958 (Santa Olalla de Cala) APALATEGUI *et al.* (1987), definen una posición estratigráfica similar al encontrarse en serie continua con las grauvacas de Sierra Colorada y bajo las ampelitas del Silúrico.

El registro sedimentario encuadrado como "Pizarras de Barrancos" tiene características de depósitos de cuenca y talud con pizarras que intercalan rocas básicas de afinidad toleítica y turbiditas y tempestitas de afinidad turbidítica hacia techo. Para poder realizar una correlación con las series ordovícicas de los sinclinales del Valle y del Cerrón del Hornillo, sería necesario establecer con mayor precisión la correlación de las Pizarras de Barrancos con las series Cambro-Ordovícicas más completas descritas en la Hoja 918 en la unidad de Herrerías (Pizarras Barriga, Grauvacas y pizarras de la Sierra del Águila, etc.) aunque el contacto tectoestratigráfico de una y otra subcuenca ordovícica son muy diferentes, tomando como referencia los límites genéricos de la discordancia inferior y la concordancia superior de las ampelitas del silúrico ya muy similares en ambos flancos del anticlinorio.

#### 1.3.4.3.- SILÚRICO

En concordancia con las series infrayacentes descritas, se encuentra una sucesión constituida por pizarras negras (ampelitas), liditas, jaspes y tonsteins, centi a decimétricos con una enorme abundancia de restos

fósiles (36). Las capas con aporte volcánico son más abundantes hacia techos asociadas en gran medida, a las liditas y jaspes rojos, en tanto que las pizarras y limolitas negras o con láminas de arena intercaladas son prioritarias hacia la base.

La potencia estimada aun teniendo en cuenta la intensa tectonización es del orden de 100 a 110 m.

JAEGER y ROBARDET (1979) indican que la fauna de esta sucesión está dominada ampliamente por los graptolitos, aunque precisan la presencia de bivalvos y ortocerátidos en delgadas capas carbonatadas de los tramos superiores.

Hacia techo de la sucesión de ampelitas, sobre el tramo con tonsteins, liditas, jaspes y delgados niveles de calizas con crinoides, se desarrolla en paquetes de 5 a 6 m de espesor en el que se alternan mudstone negras carbonosas y ampelitas de aspecto tuffítico, con una bajísima densidad ("cretas negras").

Son las "Calizas de Scyphocrinus" JAEGER *et al* (op cit) que marcan el techo cronológico del silúrico (Pridoli), ya que sobre ellas continúan las ampelitas negras pero ya su contenido faunístico da una edad Devónico inferior. Por ello, aunque cartográficamente el límite Silúrico Devónico se sitúe a techo de las "Calizas del Scyphocrinus", paleontológicamente hay que reseñar la existencia de unos metros de pizarras negras sobre dichas calizas.

Según JAEGER y ROBARDET (op cit), el Silúrico está representado en casi su totalidad en esta sucesión y los escasos horizontes mal o no representados, se atribuye a un desmuestre poco detallado o a la intensa tectonización. En las "calizas de Scyphocrinus" además de

graptolitos existe una fauna abundante de trilobites, braquiópodos, crinoideos, bivalvos, tentaculídeos, etc.

El conjunto de faunas les ha permitido establecer todos los horizontes del Silúrico, desde el Wenlock al Pridoli inferior, en lo que ellos denominan "Pizarras inferiores de graptolitos" y el Pridoli y base del Lochokoviense (Devónico) en las "Pizarras superiores" donde agrupan las calizas y sus pizarras de techo.

En el ámbito meridional del anticlinorio de Olivenza-Monesterio sobre las "Pizarras de Barrancos" se encuentran en la Hoja de Santa Olalla de Cala, las Areniscas de Sierra Colorada y en serie normal las pizarras o ampelitas silúricas. Dentro de Almadén de la Plata la serie está mucho más incompleta y sobre las Pizarras de Barrancos y en discordancia se localiza la Formación Terena (Flysch de Terena) datado como Devónico Sup.-Carbonífero.

#### 1.3.4.4.- DEVÓNICO

En el sector meridional del anticlinorio y en discordancia o contacto mecánico sobre las Pizarras de Barrancos, y/o las ampelitas del Silúrico, se encuentra una sucesión constituida por conglomerados, areniscas, calizas, margas y lutitas, que se denomina "Formación Terena" o Flysch de Terena (37).

La sucesión muestra un tramo basal constituido por conglomerados con cantos de tamaño grava, areniscas con cantos dispersos y areniscas. El tramo aun siendo bastante continuo, varía de espesor desde 1 a 20 m, observándose como cuerpos discontinuos de morfología canaliforme.

El espectro de los conglomerados muestra un predominio de cantos de areniscas finas grises y rojas (Barrancos), liditas (Silúrico), cuarcitas y rocas ígneas ácidas y básicas bastante alteradas. La matriz arenoso-lutítica es de tipo subarcósico (cuarzo-feldespática), con sericita-clorita y el cemento es silíceo-carbonatado.

Las areniscas de grano medio y fino son subarcosas y sublitarenitas, con mayor proporción de estas últimas. En algún caso hay capas de tipo filarenítico con abundantes cantos de pizarras verdes, posiblemente de la formación infrayacente.

Cuando el tramo adquiere mayor espesor, estos materiales se estructuran en secuencias granodecipientes, y en su conjunto, el tramo también constituye un ciclo de facies grano y estrato de creciente que finaliza en unas pizarras gris oscuras laminadas.

Sobre este tramo se tiene un paquete que intercala lentejones carbonatados, constituidos por packstone y wackstone crema a gris oscuro. Son escasas las capas de grainstone, a veces rudíticas (conglomeráticas) en las que se incluyen cantos de tamaño grava de otras litologías (pizarras, rocas básicas, etc.). En los niveles biodetríticos groseros es llamativo la presencia de grandes crinoides, lo que les confiere un aspecto similar a las calizas del Devónico Superior descritas al norte del anticlinorio. El espesor en este caso varía en 5 a 30 m.

VÁZQUEZ, F. (1967) cita la presencia de *Cyathocrinus pentagonus*, y les atribuye una edad Cobliense Superior.-Eifeliense (Devónico Medio).

WEYANT *et al.* (1988) realizan varias estaciones de desmuestra en estas calizas dentro de la Hoja de Almadén de la Plata y su contenido

en conodontos (*Palmatolepis perlobata*, *P. Minuta*, *P. Gabra Gabra*, etc.), permiten concluir sin ambigüedades que su edad es Fameniense y las correlaciona a su vez con las "Calizas de crinoides" de igual contenido faunístico descritas en la serie del Sinclinal del Valle.

Sobre estas calizas se tiene una potente sucesión con espesor mínimo de varios centenares de metros, constituida esencialmente por pizarras verdes en las que se intercalan capas de areniscas (sublitarenita y litarenitas) de grano medio a fino gradadas. Al noreste de la carretera de El Pedroso, pueden observarse secuencias de Bouma  $T_b^\circ$ ,  $T_c^\circ$  y  $T_d^\circ$  (facies  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ ) de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975). Aunque la deformación del tramo no permite realizar un análisis detallado, parece observarse una estructura en, al menos, dos ciclos de facies grano y estrato crecientes ( $D_3 \rightarrow D_2 \rightarrow D_1$ ), de tal forma que, hacia el techo aflorante, aumentan el número y grosor de las capas gradadas en las que las estructuras de corriente groove, flute, etc., indican dirección y sentido ESE a NNO y en menor proporción, E-O.

#### 1.3.4.5.- CARBONÍFERO

(CUENCA CARBONÍFERA DE VILLANUEVA DEL RÍO Y MINAS)

En discordancia sobre las series cámbricas y recubierta en gran parte por los sedimentos del Terciario del Valle del Guadalquivir, en el límite de las Hojas de Ventas Quemada y Lora del Río, aflora una sucesión construida de conglomerados, areniscas, lutitas y capas de carbón atribuidas al Carbonífero (Westfaliense) (38).

Los afloramientos actualmente son de muy mala calidad ya que la corta a ciclo abierto con la que se cerró la explotación de esta cuenca, impide en gran medida la observación de las series.

En general, puede decirse que los afloramientos que restan son un cierre perisinclinal muy suave, con eje N130°E/15 a 20° al SSE, en el que la serie muestra los siguientes tramos:

El tramo basal, en discordancia angular y erosiva sobre las series del Cámbrico, está constituido por un nivel métrico de brechas, heterométricas y cuyo espectro composicional está derivado directamente del substrato próximo (grauvacas, cuarcitas, rocas ígneas, cuarzo y lilitas). Evoluciona hacia techo a conglomerados en coladas soldadas con cicatrices erosivas y progresivamente más homométricos en los que la moda se establece en 6-8 cm y el centil en 15-20 cm. Los paquetes finales del tramo son conglomerados de trama cerrada y areniscas con estratificación cruzada en surco de gran escala y planar de ángulo variable con geometría de relleno de canales. El espesor medio es de 25 a 30 m. Sobre estos conglomerados se tiene el tramo productivo con un espesor de 60 a 70 m.

Está constituido por cuatro secuencias decamétricas, granodecrecientes, en las que el término inferior son areniscas con grava a areniscas de grano fino con estratificación cruzada en surco, planar, de ángulo variable, laminación de ripples de corriente y trepadores, etc. La base de estos cuerpos es de moderada a fuertemente erosiva y son abundantes los troncos carbonizados que contienen. Sobre estos cuerpos de relleno de canal se tiene una alternancia de areniscas y lutitas grises con abundantes restos de flora. Sobre esta alternancia se tiene un paquete con espesor decimétrico a métrico de lutitas grises intensamente bioturbadas (suelo de vegetación) sobre las que tiene la capa de carbón. En la corta pueden observarse tres capas cuyos espesores son (0,8, 1,3 y 0,7 m), respectivamente de muro a techo. Sobre el carbón se depositan pizarras gris oscuras muy ricas en restos vegetales.

Las cuatro secuencias son semejantes en estructuración y espesor (Gms-Gt-St-Sr-FL-Fsc).

Es de destacar que la arenisca basal de la tercera secuencia es tan profundamente erosiva que en algunos puntos erosiona las pizarras y el carbón de la segunda incorporándolas como clastos decimétricos en su lag (cantos de carbón y pizarra carbonosa). En este tramo se cita en bibliografía la presencia de tonsteins en la segunda y tercera secuencia.

Sobre el tramo productivo y en contacto erosivo con incisiones muy fuertes, se tiene un potente paquete con predominio casi exclusivo de conglomerados y espesor superior a los 250 m.

En detalle se observa que tiene una estructuración multiseccional similar a la descrita para el productivo en la que los términos arenosos y lutíticos están poco o nada representados. Los restos de flora desde grandes troncos carbonizados a restos de pínulas en las lutitas, son una constante.

Las características estratigráficas reseñadas permiten encuadrar estos depósitos en un sistema de abanicos aluviales. Los tramos de la megasecuencia inferior representan depósitos desde zona apical de abanicos (brechas, etc.), fluviales braided y depósitos de llanura de inundación con gran desarrollo de suelos y acúmulos vegetales. La megasecuencia superior con gran desarrollo de las facies Gms y Gm, serían sedimentos en gran medida transportados en masa y parcialmente reciclados por braided en áreas proximales de abanicos aluviales de mayor desarrollo que los basales. Esta progradación de facies proximales sobre las distales en estos sistemas aluviales, se explica por reactivaciones en el relieve próximo. La morfología de las

cuñas de conglomerados parece indicar un sentido de progradación NO a SE y Oeste a Este.

Diversos trabajos en esta cuenca minera, ENADIMSA (1975), WAGNER, R. (1983) y COQUEL, R. (1983), han asignado edad a esta cuenca. Una edad Westfaliense B inferior en el caso de ENADIMSA y Westfaliense A superior según los últimos autores, que aportan además de la descripción de numerosas especies de macroflora, un estudio de microflora (polen) que precisa esta edad.

#### 1.3.5.- ROCAS ÍGNEAS

En la Z.O.M. se registra la superposición de dos ciclos orogénicos (cadomiense y hercínico) cada uno de los cuales lleva asociadas distintos tipos de rocas ígneas que jalonan los hitos evolutivos mayores de ambas historias orogénicas. Por ello parece que para la descripción de estas rocas se puede seguir un criterio cronológico que, a su vez, conlleva un registro secuencial de los procesos geodinámicos principales causantes de la disposición actual de los distintos macizos y cuerpos ígnes. De acuerdo con este criterio se pueden diferenciar los siguientes grupos descriptivos: 1) Granitoides sinorogénicos cadomienses, 2) vulcanismo tardicadomiense, 3) plutonismo anorogénico y de Rift del Paleozoico inferior, 4) vulcanismo del Rift del Paleozoico inferior, 5) granitoides anatéticos hercínicos, 6) granitoides calcoalcalinos hercínicos. Las rocas volcánicas se han descrito en el capítulo anterior, en este epígrafe se centra en la descripción de las rocas intrusivas realizándose concisas puntualizaciones sobre las peculiaridades de las primeras.

### 1.3.5.1.- ROCAS FILONIANAS

#### Anfibolitas (9)

En el núcleo precámbrico se encuentran afloramientos de anfibolitas que cortan la estructuración. Son cuerpos de escasa representatividad, el mayor de los cuales alcanza el centenar de metros.

Macroscópicamente son rocas bandeadas de diversa tonalidad verdosa, tamaño de grano variable, aunque generalmente destacan cristales mayores de anfíbol y plagioclasa en bandas más gruesas, en relación a otras anfibólico-cloríticas de grano fino.

Algunas muestras han sido clasificadas al microscopio como anfibolitas clinopiroxénicas y su mineralogía principal es hornblenda, plagioclasa (saussurita) y clinopiroxeno. Como accesorios se han detectado rutilo, clinozoisita, clorita, opacos y apatito y como secundarios saussurita, clinozoisita y clorita. Su textura es cristaloblástica, xenomórfica, bandeada. Este bandeo se debe a una diferenciación en bandas de plagioclasa y clinopiroxeno, por un lado, y plagioclasa y hornblenda por otro.

#### Diabasas (10)

Son rocas subvolcánicas que afloran localmente en forma de diques, sobre todo dentro de la Formación Tentudía, pero también en fracturas más al Norte (Fm. Torreárboles). En este apartado se incluyen sólo las diabasas postectónicas, pues las metadiabasas se han tratado junto a las metabasitas correspondientes en el capítulo de Estratigrafía.

Petrográficamente están constituidas por plagioclasa, menas metálicas y anfíbol como minerales principales; como accesorios esfena, apatito, circón y a veces cuarzo; y entre los secundarios aparecen clorita, epidota, calcita y óxidos. Las texturas predominantes son intersertales, microgranudas o intergranudas, correspondientes a microdoleritas en la mayoría de los casos, y a rocas básicas espilitizadas (basalto o diabasas), por lo general bastante alteradas, en otros.

#### *Aplitas y pórfidos ácidos* (11)

Son rocas con afloramientos en forma de diques, generalmente en relación con fracturas tardías.

Al microscopio muestran una composición semejante a la de los leucogranitos, con feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo como minerales principales; biotita y apatito como accesorios y moscovita+rutilo de alteración de la biotita. La textura es panalotriomorfa, gráfica, de grano medio a fino, sin orientación tectónica, pero con efectos de deformación leves. Algunas muestras contienen fenocristales de feldespatos y/o micas en una matriz microcristalina, por lo que se incluirían en el término genérico de pórfidos ácidos, aunque estos tienen por lo general una composición más variada, y se localizan exclusivamente en fracturas o bandas de fractura importantes, como en el Sinclinal de El Parroso, en los bordes y dentro de la facies flyschoide devónico-carbonífera y muy localmente en las fracturas al SE de El Pedroso, o dentro del granito de Ventas Quemadas (F-70). Una muestra (F-52) ha sido clasificada como microgranodiorita porfídica (biotítico-hornbléndica), y otra como pórfido granodiorítico; las texturas son porfídicas, con una matriz microgranuda xenomórfica o hipidiomórfica. No se aprecian fenómenos de deformación en estas muestras, por lo que hay que

interpretar el origen de estas rocas como intrusiones tardías en zonas de fracturas.

### 1.3.5.2.- ROCAS PLUTÓNICAS

#### 1.3.5.2.1.- Granitoides sinorogénicos cadomienses

Se trata de granitoides relacionados con el metamorfismo cadomiense generalizado en la Z.O.M. Se trata de macizos autóctonos o con aloctonía moderada emplazados en los materiales de la Serie Negra. Se incluyen aquí las granodioritas y granitoides anatéticos del Pintado en la zona central de la Hoja de Almadén de la Plata; Garrotal y Atalayuelas, que se disponen en dirección NO-SE entre las Hojas de Ventas Quemadas y Constantina y Pallares, del que solo aflora un pequeño fragmento de su extremo meridional en el que dominan las facies leucocratas minoritarias, en el borde septentrional de la Hoja de Almadén de la Plata. Todas estas rocas son correlacionables con la granodiorita de Monesterio y definen una alineación de más de 200 Km en el núcleo de la antiforma de Monesterio. Algunas de estas rocas han sido datadas y se han encontrado edades del orden de 530 M.a., si bien existe una amplia gama de edades según las metodologías utilizadas. Así el granito de Pallares tiene edades de  $573 \pm 74$  M.a. (Rb-Sr roca total) CUETO *et al.*, (1983);  $507 \pm 21$  Sm-Nd SCHÄFFER, (1990); la granodiorita de Monesterio  $527 \pm 8$  M.aa (U-Pb sobre xenotima), OSCHNER, (1993).

Se trata de granitoides inhomogéneos entre los que se pueden reconocer granodioritas biotíticas variablemente porfídicas (12) y leucogranitos (13) de diverso tipo. Además incluyen un elevado número de enclaves metasedimentarios y restos de rocas anfibólicas y cuarcitas negras. La facies más abundante es la granodiorita que

corresponde a una roca de biotítica de color grisáceo o de tonos marrones en la que, con frecuencia, se reconocen cristales tabulares de feldespatos de tamaño centimétrico. Presenta una acusada tectonización o una foliación de desarrollo desigual, pero que frecuentemente se dispone muy tendida y que le confiere localmente un aspecto gneísico.

Al microscopio muestran una textura granuda con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como minerales esenciales y moscovita, apatito, opacos, circón, allanita esfena y anfíbol como accesorios. Son frecuentes las texturas mirmekíticas y evidencias de deformación que llegan al desarrollo de milonitas en los casos extremos. En muchos casos presentan una acusada alteración que da lugar a la neoformación de clorita, sericita, moscovita, epidota, óxidos, etc.

Los leucogranitos incluyen diversos tipos petrográficos ricos en moscovita y feldespatos cuyas texturas varían de aplíticas a pegmatíticas. Del mismo modo, las relaciones con las rocas dominantes también varían pudiendo reconocerse desde pequeños cuerpos diferenciados a diques aplíticos, aunque la deformación complica la observación de las relaciones originales.

Pese a que los macizos de Garrotal y Atalayuelas presentan contactos tectónicos, en el sector de la central del Pintado puede observarse la transición de esta roca a las migmatitas encajantes. Afloramientos excepcionales en los que observar estas relaciones se encuentran en la CN 630 al norte de la localidad de Monesterio, en la prolongación del área de estudio.

Estos macizos tienen evoluciones geoquímicas de tipo calcoalcalino y puede demostrarse que proceden de la anatexia de materiales del tipo serie negra en condiciones de metamorfismo de presiones bajas análogas a las establecidas para el metamorfismo cadomiense (EGUILUZ *et al.* 1997).

#### 1.3.5.2.2.- Vulcanismo tardicadomiense

En este apartado se incluirían todas las rocas volcánicas y vulcanosedimentarias que se encuentran discordantes sobre la Serie Negra y que, a su vez, se encuentran discordantes bajo los materiales detríticos del Paleozoico inferior (Formación de Torreárboles). Engloban, por tanto, a las rocas que han sido descritas dentro de las Formaciones de Malcocinado, Complejo Bodonal-Cala y sus equivalentes en la Sierra de Aracena (porfiroides de Jabugo). Se trata de un vulcanismo de filiación calcoalcalina y composición mayoritariamente ácida que está presente de forma generalizada en la Z.O.M. y que ha sido relacionado con un proceso de subducción hacia el SO en un margen de tipo Andino durante los episodios finales de la orogenia cadomiense (EGUILUZ, 1988; SÁNCHEZ CARRETERO *et al.* 1989; SÁNCHEZ CARRETERO *et al.* 1991). Puesto que estos materiales han sido descritos en el capítulo de estratigrafía sólo indicaremos aquí que existe una variación muy significativa en la composición paralela a las estructuras entre el sector de Córdoba, donde las rocas predominantes corresponden a andesitas (Formación de San Jerónimo), y su prolongación hacia el NE y SO, donde se hacen predominantes las rocas riolíticas se han descrito.

#### **1.3.5.2.3.- Plutonismo anorogénico y de Rift del Paleozoico inferior**

Se refiere este apartado a los macizos que intruyen con posterioridad al inicio del depósito de Cámbrico inferior y que se relacionan de una u otra forma con el magmatismo bimodal que marca el fin de la orogenia cadomiense y el inicio de la extensión que va a originar el rifting paleozoico y la formación de las cuencas hercínicas. Se trata por tanto, de rocas variadas que engloban granitoides, macizos de rocas básicas y cuerpos alcalinos. Se incluyen por tanto, los granitoides de Pedrochal y Sierra Padrona, espacialmente relacionados con los de Garrotal y el Pintado respectivamente; todos los afloramientos de rocas gabroicas que de forma discontinua jalonan el flanco sur de la antiforma de Monesterio desde El Pedroso hasta la Puebla de los infantes más los intruidos en las calizas cámbricas, y el macizo de Cazalla, en el que se incluyen rocas gabroideas y granitoides alcalinos.

El granito de Vallehondo (14) son rocas de grano medio a fino, aspecto sacaroide y color marrón amarillento con tonos blancos, marrones o rojizos, especialmente el último. Pueden incluirse con un número importante de pequeños stocks que salpican la antiforma de monesterio como los de Calera, Tablada, Los Remedios etc. y que han sido denominados como granitos albiticos cataclásticos (FERNÁNDEZ CARRASCO *et al*, 1981). Muestran afloramientos elongados paralelamente a la estructura regional y pueden presentar zonas fuertemente deformadas o milonitizadas como sucede en el borde septentrional del Macizo de Sierra Padrona o en distintas zonas del Pedrochal. Normalmente dan lugar a la formación de relieves abruptos. Además suelen estar acompañados de cantidades subordinadas de rocas básicas microgranudas, aunque en ocasiones pueden ser dominantes.

Muestra una textura granular isométrica variablemente cataclástica definida por cristales milimétricos equigranulares de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica y biotita. Algunos de ellos, caso del Pedrochal, el anfíbol puede llegar a ser un constituyente principal. Como accesorios se reconocen opacos, circón, allanita, esfena, fluorita y apatito. Además puede aparecer una variada gama de minerales secundarios asociados a procesos de alteración y o de deformación (sericita, clorita, moscovita, epidota etc.). En las zonas más deformadas se pueden desarrollar estructuras de tipo SC, milonitas etc.

Pueden estar acompañados de un cortejo filoniano en el que predominan diques riolíticos que presentan claras semejanzas con las rocas volcánicas del proterozoico terminal. A escala regional estas rocas se encuentran intruidas en la sucesión detrítico-carbonatada del Cámbrico inferior en la que originan una leve aureola de contacto. Además pueden reconocerse facies marginales empobrecida en biotita. Algunas de estas rocas han sido datadas habiendo encontrado edades del orden de  $512 \pm 7$  M.a. (U-Pb sobre xenotima, OCHSNER, 1993) compatibles con los datos geológicos.

Desde el punto de vista composicional corresponden a leucogranitos alumínicos ricos en sílice con tendencias calcoalcalinas mal definidas. Por ello, considerando los datos radiométricos, junto con la asociación espacial con rocas gabroicas, pueden relacionarse con el fin de la colisión cadomiense y el principio de los procesos extensionales, si bien estos no habrían alcanzado la entidad que poco después originará el magmatismo bimodal alcalino ligado al rifting.

Los gabros (15) corresponden a todo un conjunto de afloramientos fragmentarios, pero que en conjunto definen una alineación casi

continua entre El Pedroso y el Guadalquivir a lo largo del flanco sur de la antiforma de Monesterio. A escala regional son equivalentes y posiblemente la prolongación de las masas de gabros de Fregenal de la Sierra, Jerez de los Caballeros y los de Elvas etc, en Portugal. Estos gabros se encuentran alargados paralelamente a la estructura, variablemente deformados y sus afloramientos son, en general, de escasa calidad, lo que dificulta su estudio. Se encuentran estrechamente relacionados con los carbonatos cámbricos, de manera que en muchas ocasiones se encuentra una mezcla caótica de rocas básicas y carbonatos imposibles de diferenciar en cartografía como ocurre en el sector de El Pedroso o al este de la unidad de Rilla. Ello es debido posiblemente a que las calizas constituyen una barrera que impide la intrusión de las rocas básicas en niveles superiores y provoca la formación de stocks tabulares próximos a su base. Ocasionalmente ocasionan metamorfismo de contacto en el encajante, aunque de las aureolas son de dimensiones reducidas.

Se trata de rocas de color verdoso de grano medio a fino y, generalmente, bastante heterogéneas. Las texturas varían de granudas a ofíticas o porfídicas. Están constituidas por plagioclasas cálcicas tabulares con proporciones variables de piroxenos intensamente transformado a un anfíbol tipo hornblenda. En proporciones subordinadas se encuentra epidota, carbonato, clorita, esfena, opacos, etc.

#### **1.3.5.2.4.- Granitoides anatéticos hercínicos**

Se trata de las rocas generadas durante la anatexia producida por el proceso extensional causante del emplazamiento de núcleo metamórfico de Lora del Río. Se incluyen, por tanto las granodioritas

del macizo de las Camachas (16) y los leucogranitos asociados a ellas (17).

Aquí es necesario mencionar, como se señaló en el capítulo de metamorfismo, que dataciones recientes (ORDÓÑEZ, 1996) han puesto de manifiesto la existencia de materiales migmáticos de 598 M.a. que, en consecuencia deberían incluirse en el primer epígrafe de este apartado. Sin embargo, dada la gran dificultad que presenta el realizar una descripción separada de ambos litotipos, se incluye aquí una descripción conjunta, recalcando la posibilidad de que se engloben rocas magmáticas pertenecientes a ciclos orogénicos diferentes.

#### 1.3.5.2.4.1.- Granitoides calcoalcalinos hercínicos

Corresponden a diferentes macizos de formas redondeadas o elipsoidales, encajados en materiales precámbricos o paleozoicos sobre los que desarrollan aureolas térmicas de gran extensión. Constituyen en general macizos complejos con tipos litológicos básicos a intermedios (gabros, dioritas, tonalitas, granitos) que en general definen una zonación inversa y asimétrica con los términos básicos concentrados en los sectores septentrionales. En el área de estudio se incluye el macizo de El Pedroso-Ventas Quemadas. Este macizo comparte características con un buen número de complejos, sitios en la antifirma de Monesterio, entre los que pueden mencionarse Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso, Brovales, Bazana, Culebrín etc.

Se trata de rocas granudas (granitoides en sentido amplio) de grano medio a grueso. Se diferencian facies oscuras de composición gabro-diorítica, ricas en anfíboles y con piroxeno subordinado, otras

mesocratas de composición diorítico-tonalítica, ricas en biotita y con proporciones variables de anfíbol, y finalmente otras más leucocratas de composición granodiorítica o granítica con grandes cristales de biotita. Además pueden existir facies minoritarias (aplitoides, leucogranitos etc.) de desarrollo local. Con frecuencia presentan una foliación magmática, especialmente bien desarrollada en las facies dioríticas. También pueden encontrarse bandeados de acumulación que, en general, son problemáticos de diferenciar de los primeros. El otro hecho característico, ya mencionado, es la gran importancia de los procesos térmicos asociados que, en muchas ocasiones, dan lugar al desarrollo de importantes Skarns, con mucha frecuencia intensamente mineralizados. Conviene indicar que son estas formaciones las que dieron origen a la denominada banda de hierros de SO (VÁZQUEZ GUZMÁN y FERNÁNDEZ POMPA, 1976). De echo en buena parte de estos macizos se alcanzan las condiciones de las corneanas piroxénicas y la anatexia. A continuación se describen de forma sucinta las principales facies diferenciadas.

#### *Tonalitas, granodioritas y granitos (18, 19,20, 21)*

Son las rocas mayoritarias en todos los macizos. Se trata siempre de rocas granudas de grano grueso a muy grueso y colores que van de grisáceos a rosados, en función de la composición. Desde el punto de vista del afloramiento son siempre rocas muy semejantes caracterizadas por la presencia de grandes biotitas y que sólo se diferencian por el contenido mineral, especialmente en feldespato potásico. Muestran una foliación magmática definida por la disposición orientada de las biotitas, a menudo con buzamientos muy débiles, lo que condiciona una morfología en piedras aborregadas horizontalizadas. Tienen textura granular subidiomorfa y

tienen una composición mineral análoga a la facies precedente. Plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo y feldespato, los dos últimos intersticiales, son los constituyentes principales. Como accesorios se encuentran piroxeno, relicto en anfíbol, opacos, apatito, circón y esfena. Al igual que en las otras facies se observan múltiples relaciones reaccionales entre distintos componentes como pasos de piroxeno a anfíbol y de este a biotita, sausrización, cloritización etc. Como resultado aparecen minerales secundarios como sericita, clorita, epidota, carbonato, anfíbol uralítico, etc. Esta facies se encuentra en todos los macizos. En el de Santa Olalla corresponde esencialmente a tonalitas y en menor medida a granodioritas, que se alteran y condicionan zonas llanas deprimidas. En Ventas Quemadas dominan las facies graníticas grosera, por lo general muy alterada, que originan una potente cubierta edáfica. En La Hoya de Santa María domina una facies tonalítico anfibólica de grano medio, que origina igualmente un paisaje deprimido.

Las relaciones entre facies no son fáciles de establecer. Sobre el terreno parecen dominar los pasos transicionales, especialmente entre facies dioríticas. Sin embargo algunos contactos bruscos, en particular de las facies más ácidas con las intermedias o básicas, no permite descartar un cierto carácter intrusivo. Sin embargo esta discusión debe realizarse de forma detallada en cada plutón. De cualquier forma es de destacar la similitud de caracteres entre distintos plutones, lo que apunta hacia un origen único (PONS, 1982, BRUN Y PONS, 1981). Sin embargo no puede desecharse la posibilidad de que existan uno o más pulsos magmáticos con procesos complejos de interacción (BATEMAN *et al.* 1995, GARCÍA CASQUERO, 1997?).

Finalmente de reseñarse que como consecuencia de la intensidad de los fenómenos de metamorfismo de contacto, en las zonas más internas o en los grandes roof pendant, es frecuente encontrar materiales migmatizados que, a menudo, alcanzan tasas de fusión suficientes como para originar granitoides leuco o mesocráticos de grano medio fino ricos en microenclaves de biotita. Estos granitoides que se sitúan en relación con los encajantes cuarzofeldespático, en particular en relación con las vulcanitas ácidas, constituyen cuerpos de pequeñas dimensiones que han sido cartografiados como pitones tardíos, pero que, en nuestra opinión, son rocas anatécicas que pueden llegar a formar cuerpos de cierta envergadura como es el caso del granito de Teuler, ubicado en el borde occidental del plutón de Santa Olalla. De cualquier forma esta interpretación, muy evidente a partir de los datos cartográficos y de afloramiento, debería ser confirmada mediante estudios petrogenéticos de detalle. Cuerpos de este tipo se han diferenciado al sur del Real de la Jara (CPSO ) y es probable que los leucogranitos diferenciados en la Hoya de Santamaría sean del mismo tipo.

#### **1.4.- Terciario**

Los materiales asignados a esta edad se consideran directamente relacionados con el relleno de la Depresión del Guadalquivir, unidad perteneciente a las Cordilleras Béticas, que siendo depositadas durante una fase postorogénica marginal, se localizan al norte de dichas cordilleras y al sur de la Meseta.

#### 1.4.1.- NEÓGENO

En este período de la época terciaria y durante el transcurso de la Orogenia Alpina, la Depresión del Guadalquivir tuvo una evolución particular con características propias de la cuenca de antepaís, es decir, cuencas situadas en la parte frontal de las cadenas plegadas, las cuales están ocupadas por sedimentos marinos y/o continentales, con un variable grado de deformación.

Dicha Depresión se considera en la actualidad como un dominio "fuera" de las Cordilleras Béticas, pero implicado en su estructuración.

Las unidades de relleno atribuidas al Mioceno Superior (Tortonense), se colocan subhorizontales y en discordancia sobre los materiales del Macizo Hercínico y los de la Cobertera Tabular de la Meseta, ligeramente buzando hacia la Depresión, pudiendo localmente presentar pequeñas ondulaciones o incluso pliegues muy suaves.

En esta Hoja la descripción estratigráfica de este segmento de cuenca, se hará de acuerdo con la distribución en orden de edad, habiéndose distinguido un total de cuatro facies, las cuales se distribuyen en forma de afloramientos aislados a lo largo de todo el entorno, preferentemente en su zona meridional.

A rasgos generales, se puede decir que el Terciario de la Hoja de Ventas Quemadas se presenta a modo de cuencas de relleno o como islotes de erosión de sedimentos terciarios de las que seguramente quedó cubierta gran parte de la superficie de la Hoja.

#### 1.4.1.1.- CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y ARENAS ROJAS (39). MESSINIENSE

Al sureste de Sierra Traviesa y al oeste de la localidad de Villanueva del Río y Minas, aparece una formación constituida por conglomerados de cantos de cuarzo, cuarcitas y otros materiales procedentes de la desmantelación del Paleozoico, con una matriz arenosa, a veces rojiza y otras ocre-amarillenta, que suelen estar poco compactados, por lo que responden mejor al término de grava.

Se colocan discordantes sobre los materiales del zócalo y sus cantos suelen ser extremadamente redondeados, observándose en ocasiones clastos de rocas ígneas, metamórficas y calizas cámbricas, todas ellas procedentes de la Meseta. Al oeste de Villanueva del Río y Minas son explotadas mediante canteras.

Les acompañan unos niveles de areniscas y arenas de tamaño medio a grueso en colores rojizos, los cuales se hacen dominantes hacia la Depresión del Guadalquivir, mientras que en las zonas próximas a la meseta se configuran como la matriz que soporta los cantos.

Al dar topografía casi plana y además de estar, la mayoría ocupados por cultivos, es complicado el analizar sus facies en vertical, no obstante, se aprecian disminuciones de tamaño de grano hacia el techo, acuñamientos laterales, superficies de acreción y estratificaciones cruzadas en las areniscas.

Estos depósitos representan facies continentales o mixtas del relleno marginal de la Depresión del Guadalquivir. A pesar de que las secuencias no se pueden observar con detalle en los afloramientos, éstas parecen corresponder a facies continentales o mixtas del relleno

marginal de la Depresión del Guadalquivir, es decir, a medios fluviodeltaicos con partes claramente continentales desprovistos totalmente de fauna y otras con características mixtas (marino-continentales), sujetos a las oscilaciones del nivel del mar, cuya consecuencia sería la progradación o retracción del aparato deltaico.

La edad de esta formación no se puede determinar con precisión, debido a la carencia de elementos micropaleontológicos fiables, pero por correlación y posición estratigráfica con sedimentos similares, puede decirse que deben de corresponder al Tortoniense Superior.

#### 1.4.1.2.- CONGLOMERADOS Y ARENAS (40). MESSINIENSE

En concordancia lateral con la formación anterior por un lado, y adosado a los relieves paleozoicos por otro, se encuentra al este del Arroyo del Parroso un conjunto, ciertamente enmascarado por cultivos y demás recubrimientos, de conglomerados con cantos de cuarzo y cuarcita de 1 a 6 cm de diámetro, muy redondeados, que en ocasiones contienen cantos de ostreas y unas arenas de tamaño medio a grueso de colores blancos y amarillentos que por lo general se sitúan por encima de los conglomerados, y a veces se intercalan entre ellos.

El único punto de observación ciertamente favorable se encuentra en el kilómetro 190,5 de la vía del ferrocarril, que desde Villanueva del Río y Minas se dirige a El Pedroso, en el cual se aprecian niveles conglomeráticos basales que gradualmente pasan a términos arenosos cada vez más finos; se detecta la existencia de bioclastos, bases irregulares y estratificación cruzada de pequeña y mediana escala en los niveles arenosos.

A pesar de las dificultades de observación, esta serie permite caracterizar un medio con predominio de facies canalizadas, que dan lugar a secuencias positivas o granodecrecientes que finalizan con facies finas de ambientes restringidos, por lo que resulta factible hablar de ambientes con características fluviales, donde se desarrolla una red de tipo braided, en zonas costeras.

No se puede precisar la edad de esta unidad, pero por correlación y posición estratigráfica con sedimentos similares, puede decirse que corresponden al Messiniense.

#### 1.4.1.3.- CONGLOMERADOS, ARENISCAS, ARENAS Y CALIZAS BIODETRÍ- TICAS (41). MESSINIENSE

Discordante con el resto de las formaciones que la circundan, se sitúa este conjunto detrítico carbonatado a lo largo del límite sur de la Hoja, la mancha central de Mijandre y el cuadrante noreste, el cual se compone de conglomerados y brechas calcáreas, areniscas y arenas con Heterosteginas y calizas biodetríticas, todas ellas repartidas en una serie de afloramientos aislados, bien como cuencas de relleno, bien como retazos de erosión.

Los conglomerados tienen cantos muy redondeados de cuarcita, las brechas son de cantos de caliza cámbrica, presentando en ambos casos estratificación cruzada planar e imbricación de cantos a techo. Las arenas y areniscas son de tamaño medio-fino en colores rojizos y contienen granos de mica, mucho cuarzo y estructuras de bioturbación.

Los carbonatos, son biomicritas arenosas con ritmos granodecrecientes, estratificación cruzada y acuñamientos laterales. Por lo general, suelen estar muy karstificadas.

En conjunto, los depósitos se ordenan en secuencias estrato y granodecrecientes que en ocasiones aparecen completas y a veces falta alguno de sus términos, los cuales representan un régimen fluvial de ríos entrelazados, que discurren por una llanura aluvial litoral, a modo de llanura deltaica, en donde las barras calcáreas serían construcciones de algas, bancos de ostreidos, pectínidos, etc., retrabajados por olas-corrientes.

La fauna encontrada en esta unidad permite atribuirla al Messiniense.

#### 1.4.1.4.- CALIZAS BIODETRÍTICAS Y BIOCONSTRUIDAS (42). MESSINIENSE

Sus afloramientos jalonan el borde con la Meseta Ibérica y en general, aparecen bien expuestos cuando la incisión de la red de drenaje es acusada.

En esta Hoja aparecen sus depósitos distribuidos en el ángulo NE (Casa de las Mesas), en la esquina SE (Sierra de la Cruz) y entre los kilómetros 9 y 10 de la carretera de Villanueva del Río y Minas a Constantina.

Se disponen discordantemente sobre el zócalo Paleozoico y/o Precámbrico, donde en ocasiones suelen tener un conglomerado de base de varios decímetros de espesor.

Su morfología a escala de afloramiento es tabular, con una cierta tendencia cuneiforme a mayor escala. Las estructuras de ordenamiento

interno son difíciles de apreciar, no obstante, se adivinan estratificaciones cruzadas, a veces ligeramente deformadas por una tectónica sinsedimentaria. Por lo general, se encuentran muy karstificadas.

Petrológicamente, las calizas pueden ser de algas o biorruditas, aunque lo más frecuente es que sean areniscas con cemento calcáreo. Así pues, se distingue a muro de la secuencia un grainstone bioclástico formado por cuarzo, fragmentos de roca, granos de glauconita, además de foraminíferos bentónicos.

Sobre estas biofacies aparece una calcarenita bioclástica con cuarzo, fragmentos de roca, glauconita y briozoos, equínidos, lamelibranquios, algas rojas, etc., así como abundantes foraminíferos bentónicos y escasos planctónicos.

La secuencia culmina con una biofacies de calizas de algas, con un alto contenido en algas rojas y terrígenos en menor proporción.

Paleogeográficamente, y a escala global de la Depresión del Guadalquivir y Cordilleras Béticas, la parte baja de este conjunto sedimentario representa la transgresión marina del Mioceno Superior, sobre la que se asienta una biofacies (briozoos, equínidos, lamelibranquios) típica de una plataforma carbonatada abierta más o menos somera, para culminar con unos depósitos marinos de algas rojas que supone la restricción del medio sedimentario en cuestión.

La edad de estos depósitos se ha determinado por la posición estratigráfica que ocupan, en relación con las del resto de la Cuenca, así pues, quedarían encuadradas dentro del Messiniense.

## **1.5.- CUATERNARIO**

El cuaternario de esta Hoja tiene unos depósitos muy reducidos, circuncribiéndose al sector meridional y oriental, donde la red fluvial incide en los depósitos Neógenos.

### **1.5.1.- GRAVAS, ARENAS, ARCILLAS Y LIMOS. TERRAZAS (43, 44). PLEIS- TOCENO**

Se sitúan en ambas márgenes del río Viar. Se trata de dos niveles de terraza con un escarpe neto entre ambos. Su litología son gravas cuarcíticas con cantos de esquistos, pizarras, limolitas metamórficas, areniscas y matriz arcillosa.

### **1.5.2.- GRAVAS, BLOQUES Y ARCILLAS. COLUVIONES (45). HOLOCENO**

Se localizan en el sector suroccidental ligados al pie de las vertientes del Pérmico y del Terciario del río Viar. Se trata de materiales heterolíticos, poco consolidados y abundante materia arcillosa que engloba grava y cantos angulosos.

### **1.5.3.- GRAVAS, ARENAS, ARCILLAS Y LIMOS. ALUVIAL (46). HOLOCENO**

Son todos aquellos materiales ligados al funcionamiento actual y subactual de la red fluvial, especialmente los ligados al río Viar y Rivera del Huéznar.

Litológicamente están constituidos por arcillas, fangolitas, arenas y gravas de colores pardo-rojizos.

## **2.- METAMORFISMO**

## 2.1.- INTRODUCCIÓN

Los dos ciclos orogénicos reconocidos en la Z.O.M., uno finiproterozoico (Cadomiense) y otro paleozoico superior (hercínico), han dado lugar a deformación, metamorfismo y magmatismo. El metamorfismo asociado al primer episodio parece generalizado, mientras el asociado al evento más joven se halla más localizado y es de menor intensidad a escala regional. Ello hace que buena parte de la estructuración y del metamorfismo presente en los materiales de la Serie Negra sea cadomiense, mientras que el hercínico queda limitado a núcleos de alto grado entre los que las rocas paleozoicas son anquimetamórficas o tienen metamorfismo de grado muy bajo.

En otros sectores, como el macizo de Aracena o el CBBC, la estructuración principal es hercínica, pese a existir restos de eventos tectonometamórficos previos confirmados por evidencias geológicas (ÁBALOS, 1992; AZOR *et al.* 1995) y radiométricas (BLATRIX Y BURG, 1981; DALLMEYER Y QUESADA 1992; OSCHNER, 1993; etc.).

## 2.2.- METAMORFISMO CADOMIENSE

En el sector central de la Z.O.M., donde se enmarca el área estudiada, se desarrolla un metamorfismo progresivo que va del grado bajo al alto. Sin embargo, la escasez de silicatos de aluminio índice del metamorfismo ha impedido realizar una cartografía de zonas metamórficas en el sentido clásico. Pese a ello, mediante el análisis de campo y petrográfico detallado de las variaciones de cristalinidad de los minerales más frecuentes y de las modificaciones texturales de los tipos de rocas más significativos se ha realizado una zonación (Figura 3) que se ha correlacionado con las clásicas de minerales índice del metamorfismo (ARRIOLA *et al.* 1984; EGUILUZ, 1988). Se han separado 5 zonas metamórficas (A, B, C, D, y E) entre las

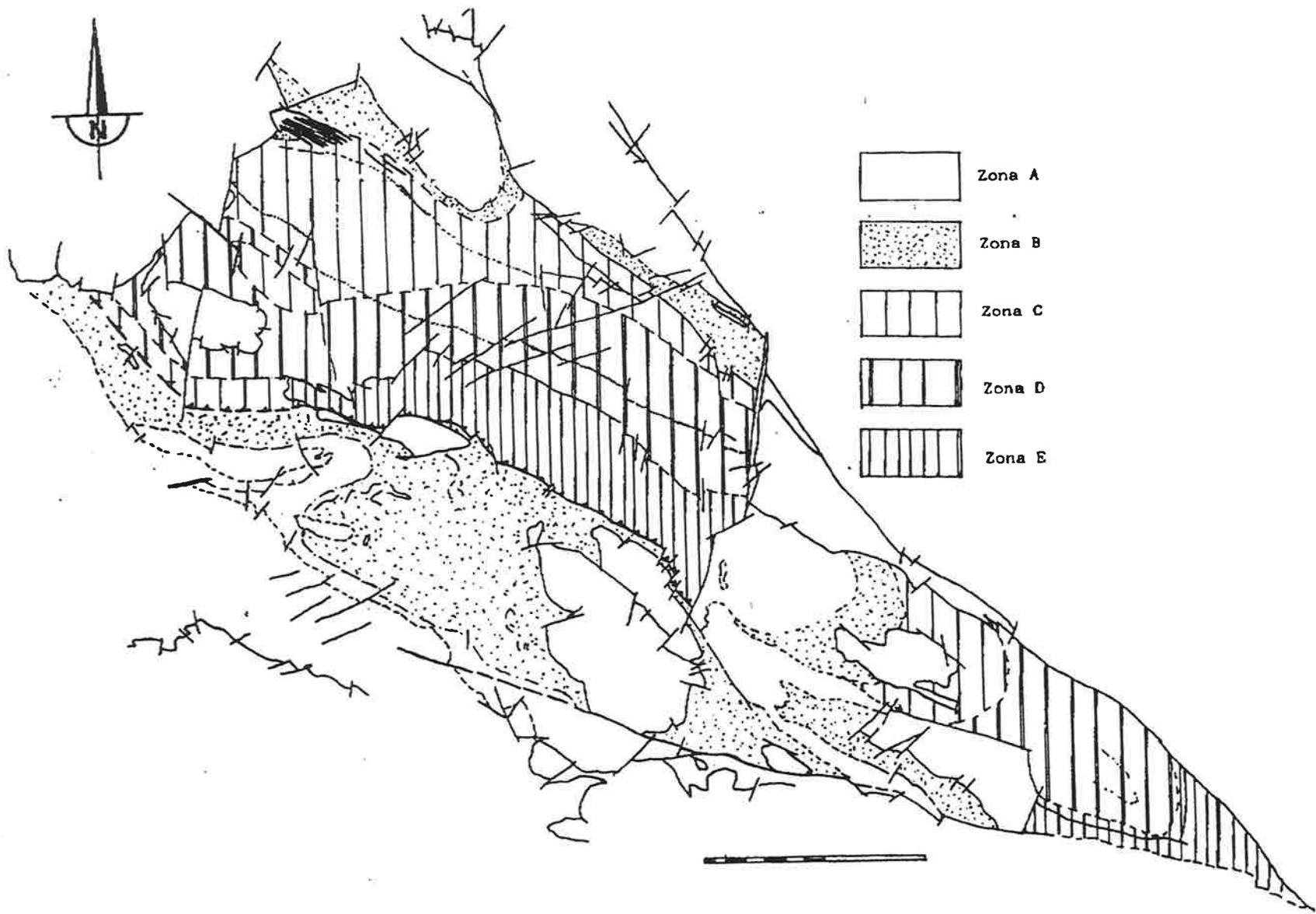


Figura 3.- Esquema de las distintas zonas metamórficas reconocidas en el área centro meridional de la Antiforma de Olivenza-Monesterio. EQUILUZ (1988).

facies metamórficas del grado muy bajo y la zona de grado alto con anatexia. Esta serie de facies, caracterizada por la presencia de andalucita, sillimanita y cordierita como únicos minerales índice de metamorfismo, es representativa de un gradiente geotérmico de bajas presiones y altas temperaturas (70° C/Km; EGUILUZ, 1988), que en las zonas profundas da lugar a importantes procesos de migmatización (Granitoides anatéticos de la central del Pintado, Atalayuelas y Garrotal).

Como ya se ha explicado, los materiales de la Serie Negra presentan un primer episodio metamórfico asociado a una esquistosidad (S1) que se conserva como relictas en porfiroblastos o en los microlitones de la principal (S2). La segunda fase de metamorfismo está asociada a una esquistosidad (S2) de crenulación o a una "schistosity" secundaria que es la más penetrativa a escala regional. El metamorfismo regional es sincinemático y alcanza su climax metamórfico, con carácter tardicinemático respecto a esta segunda fase.

### 2.2.1.- PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS PROTEROZOICAS

Las rocas que han sido estudiadas de forma sistemática son las metapelitas y las metabasitas.

#### Metapelitas

Las rocas pelíticas incluyen una gama relativamente variada de tipos litológicos que van de las pizarras y grauvacas, predominantes en las áreas de grado bajo, a los esquistos, cuarzoesquistos, gneises y migmatitas frecuentes en las áreas de grado medio y alto. Todas ellas presentan una foliación metamórfica que varía desde una pizarrosidad o esquistosidad grosera, hasta una esquistosidad/bandeado gneísico. La mineralogía es muy monótona, apareciendo como minerales principales

cuarzo, clorita, biotita, moscovita, feldespato potásico y plagioclasa en las distintas zonas diferenciadas. Los silicatos de aluminio (andalucita y cordierita) sólo aparecen en las zonas de mayor metamorfismo alrededor de los núcleos anatéticos, donde coexisten andalucita, sillimanita y cordierita. Sin embargo, estas rocas presentan diferencias muy patentes en la textura y cristalinidad de las fases minerales. La evolución textural así como el tamaño y cristalinidad de los minerales se incrementa con la profundidad inicial. La biotita es el mineral que mejor refleja estas variaciones, puesto que además del incremento de tamaño presenta una clara evolución del pleocroismo, que pasa de marrón verdoso a castaño y a marrón con tonos rojizos más intensos al aumentar la profundidad, al tiempo que incrementa notablemente el número de inclusiones de circones de origen metamórfico (ARRIOLA *et al.* 1984; EGUILUZ, 1988; EGUILUZ Y ÁBALOS, 1992). Las zonas definidas se caracterizan por la presencia de los minerales siguientes: (A) de Clorita, (B) Clorita-Biotita verde, (C) Clorita-Fengita-Biotita marrón, (D) Biotita marrón-Cordierita-Plagioclasa y (E) Sillimanita-Feldespato potásico (Figura 4 A y B).

Las zonas (A) y (B) son representativas de las áreas de bajo grado, representadas esencialmente por la Sucesión de Tentudía (en el borde occidental de la Hoja de Almadén de la Plata, al S de la Hoja de Constantina y N de la de Ventas Quemadas), mientras que en las áreas de grado medio y alto las zonas dominantes son las (C) y (D), bien representadas en los materiales de la Sucesión de Montemolín (Hoja 919, Mina Bastiana). La asociación de mayor grado metamórfico (E) sólo aparece en el núcleo anatético del Pintado y sus equivalentes de las Atalayuelas y Garrotal, que son semejantes al de Monesterio.

La escasez de minerales índice es consecuencia de que no se han alcanzado las condiciones termobáricas adecuadas para su formación, aunque en algunos casos podría deberse a la inexistencia de composicio-

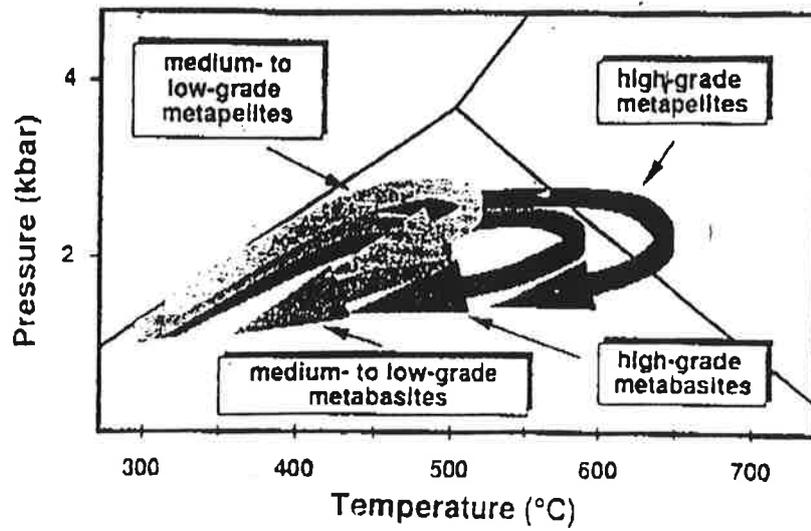


Figura 4a.- PATH P-T para metapelitas y metabasitas de la Antiforma de Olivenza-Monesterio. EGUILUZ & ÁBALOS (1992).

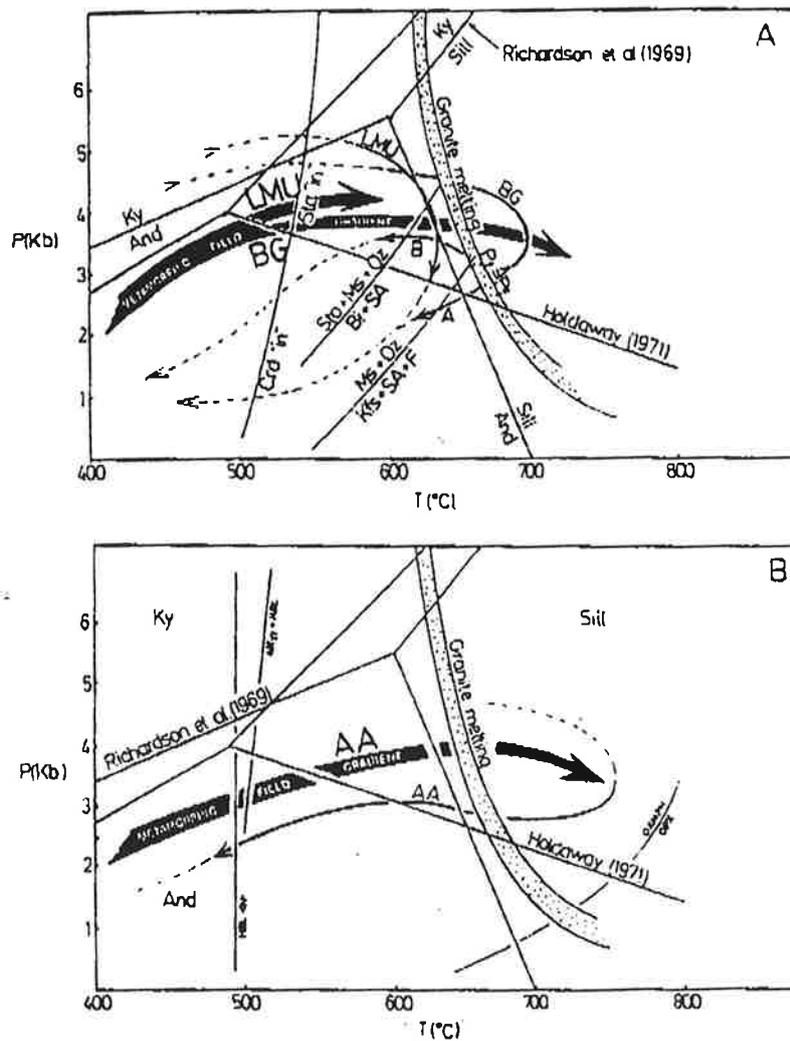


Figura 4b.- PATH P-T del Núcleo de Almadén de la Plata.  
 A: (L.M.U.) Unidad Metamórfica Inferior. (BG) Gneis Blastomiloníticos.  
 B: Evolución retrógrada de (AA) Anfibolitas de Acebuches. ÁBALOS *et al.* (1991).

nes adecuadas del protolito. De todas formas debe llamarse la atención sobre algunos puntos de interés petrogenético. El hecho más significativo es la total ausencia de granate, lo cual sólo puede interpretarse como consecuencia de no haberse alcanzado las condiciones mínimas de presión (400 Mpa) necesarias para su estabilización. La cordierita, con texturas globulares y pinnitizada, de las áreas de grado alto parece crecer a partir de biotita y sillimanita, que casi llegan a desaparecer. Sus rasgos texturales y su asociación con la biotita en las áreas de grado medio (zona 4) se debe, probablemente, a reacciones de destrucción de clorita, moscovita y cuarzo. La andalucita, que aparece en las zonas más profundas del grado medio, tiene carácter intercinemático entre las fases D1-D2. En la zona de anatexia, la andalucita se produce como resultado de la destrucción de la moscovita y, al igual que los otros silicatos de aluminio, en las zonas más profundas crece sobre la biotita con hábitos esqueletales. La presencia de sillimanita (eventualmente andalucita-moscovita) en asociación con feldespato potásico parece relacionada con la destrucción de moscovita y cuarzo. No obstante, en las zonas más profundas son frecuentes las texturas indicativas de la formación de sillimanita a partir de la fusión incongruente de la biotita.

### Metabasitas

Las metabasitas aparecen como capas, de espesor métrico a hectométrico, intercaladas en las rocas metapelíticas, especialmente en las zonas de grado medio y alto. En las áreas de bajo grado son menos abundantes y su espesor es en general reducido. Desde el punto de vista litológico se reconocen diversos tipos como metadoleritas, esquistos verdes, anfibolitas plagioclásicas, anfibolitas bandeadas etc. Todas ellas se han considerado como producidas por el metamorfismo de rocas básicas granudas, vulcánicas o vulcanoclásticas. Las metabasitas derivan de protolitos ígneos cuyas composiciones químicas (elementos mayores,

menores, trazas y REE) se proyectan en los campos de las toleítas. Muestran espectros de REE del mismo tipo, que parecen corresponder a ambientes geodinámicos de basaltos oceánicos y basaltos de arcos de islas, tanto de zonas delanteras como traseras de arco (EGUILUZ *et al.* 1990).

Las anfibolitas también muestran variaciones texturales y composicionales con el incremento del grado metamórfico. En las rocas de grado bajo de la sucesión de Tentudía los anfíboles muestran colores suaves (verde azulado claro) y composiciones próximas al grupo de la actinolita. En las zonas más profundas aparece hornblenda verde azulada y verde oscuro, mientras que en la zona de grado más alto (domo anatético) aparece hornblenda marrón. En esta última zona también se encuentra clinopiroxeno diopsídico, en ocasiones incluido en venas y diferenciados pegmatoides. En el sector de Monesterio se han localizado pequeños afloramientos de rocas ultramáficas metamorizadas constituidas por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela. De acuerdo con estos criterios y los de tipo textural se han podido diferenciar las siguientes zonas metamórficas comparables a las establecidas para las rocas metapelíticas: (A) Actinota; (B,C) Hornblenda verde-azul ; (D) Hornblenda verde; (E) Hornblenda marrón.

La cristalización del anfíbol es sintectónica con respecto a las dos fases D1 y D2, aunque la más importante es de primera fase. El piroxeno es tardi a post D2. Esfena, ilmenita y, en menor proporción, magnetita son los principales óxidos primarios presentes en las metabasitas. En proporciones subordinadas se encuentran otras litologías para las que no se ha establecido una zonación detallada. Así, las cuarcitas negras desarrollan un bandeo con un llamativo incremento en el tamaño de grano con el aumento del metamorfismo. Las rocas carbonatadas se

transforman en rocas de silicatos cálcicos, con neoformación de clorita, anfíboles cálcicos, talco, dióxido etc.

### 2.2.2.- TERMOBAROMETRÍA

Los estudios de química mineral han permitido obtener una estimación termobarométrica de las condiciones del metamorfismo aplicando los geotermómetros Grt-Bt y Pg-Ms y el geobarómetro del contenido en Si de la fengita, sobre los análisis de bordes y núcleos de los minerales (EGUILUZ Y ÁBALOS, 1992). Con el par Pg-Ms se obtienen temperaturas que van de  $392+50^{\circ}\text{C}$  y  $460+50^{\circ}\text{C}$  (a 100 y 500 Mpa) en las metapelitas de bajo grado hasta  $530+50^{\circ}\text{C}$  y  $624+50^{\circ}\text{C}$  (a 100 y 500 Mpa) en las metapelitas de alto grado. Las presiones estimadas a partir de la composición de las fengitas se encuentran en la gama 230-300 Mpa en un rango de temperatura de  $450-520^{\circ}\text{C}$ . Estos datos son perfectamente coincidentes con los obtenidos a partir del estudio petrográfico (EGUILUZ, 1988). A partir de estos cálculos se obtiene un path de evolución metamórfica de tipo horario, que se interpreta como resultado de una duplicación crustal seguida de una etapa de relajación en la que tienen lugar procesos de extensión y erosión.

Finalmente indicar que es probable que los materiales de la Serie Negra del núcleo de Almadén de la Plata hayan sufrido un metamorfismo cadomiense, sin embargo la dificultad de individualizarlo de los episodios posteriores impide una adecuada descripción.

### 2.2.3.- DATOS RADIOMÉTRICOS Y EDAD DEL METAMORFISMO

La existencia de cantos de rocas metamorfozadas y estructuradas en las series del Proterozoico superior al Cámbrico inferior (Fms. De Malcocinado, Torreárboles y equivalentes) demuestra la existencia de

metamorfismo y deformación cadomienses. Además un gran número de datos radiométricos confirman este episodio, aunque ninguna de las muestras procede del área estudiada. Entre ellos cabe citar para el sector septentrional de la Z.O.M. los de BLATRIX Y BURG (1981), que calculan una edad de  $550 \pm 10$  Ma. ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en moscovitas) y los de DALLMEYER Y QUESADA (1992), que proporcionan edades de  $550.5 \pm 2.8$  y  $552.8 \pm 2.9$  Ma. ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblendas) y  $562.2 \pm 0.9$  ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en moscovitas), que corresponden a la edad del metamorfismo.

En el sector central, especialmente en la antifirma de Monesterio, los datos son numerosos y concluyentes, aunque la modificación de los sistemas isotópicos es eventualmente importante. DALLMEYER Y QUESADA (1992) encuentran una edad de  $553 \pm 6$  M.a. ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblendas) y en otras muestras ponen de manifiesto la existencia de un episodio metamórfico anterior a 450 M.a. muy enmascarado por otro episodio a 400 M.a. Estas edades son coincidentes con las obtenidas para la granodiorita anatética de Monesterio por QUESADA *et al* (1989), y ligeramente más antiguas que los  $526.8 \pm 9.9/-7$  M.a. (U-Pb) que postula OCHSNER (1993) para la misma roca y que marca la edad de la anatexia. Estos datos son congruentes con la gama de edades de 545 a 560 M.a. obtenida para los circones más jóvenes del techo de la Sucesión de Tentudía (SCHÄFER *et al*, 1993), que marcan el límite superior del depósito de dicha sucesión, y con la edad del orden de 560 M.a. para la formación de los protolitos de las anfibolitas de la Serie Negra (ORDÓÑEZ, 1996). También coinciden con las edades propuestas para las vulcanitas finiproterozoicas que han sido consideradas sin tardiorogénicas y que ofrecen edades en el entorno de 530 M.a. (SCHÄFER, 1990; OSCHNER, 1993).

## 2.3.- METAMORFISMO HERCÍNICO

Se desarrolla de forma local y está restringido a dos zonas principales, la Unidad de Lora del Río y el núcleo de Almadén de la Plata. La primera afecta a materiales del Paleozoico inferior, aunque en las zonas más profundas pueden estar involucrados materiales tipo Serie Negra o incluso otros más antiguos. La segunda tiene caracteres similares al macizo de Aracena y, al igual que en este último, involucra una secuencia que incluye la Serie Negra, las vulcanitas finiproterozoicas y la secuencia detrítico carbonatada del Cámbrico inferior, además de la banda de anfibolitas que separa la Z.O.M. y la Z.S.P., conocida regionalmente como las anfibolitas (ofiolita) de Beja-Acebuches (BARD, 1969; CREPO, 1991). Finalmente podría incluirse aquí las aureolas de metamorfismo de contacto asociadas a las intrusiones graníticas hercínicas.

### 2.3.1.- METAMORFISMO HERCÍNICO DE LORA DEL RÍO

La presencia en el sector del NMLR de tres niveles estructurales diferentes, bloque superior (unidad de los Miradores), bloque intermedio (serie del Huéznar) y bloque inferior (NMLR), separados por accidentes extensionales condiciona la evolución metamórfica del sector. El metamorfismo de este sector puede ser dividido en una serie de fases que afectan con distinto grado a los bloques mencionados.

La primera fase de metamorfismo progrado (M1), asociado al primer evento compresivo hercínico, alcanza grado alto en el bloque inferior, grado bajo-muy bajo en el intermedio y apenas tiene consecuencias en el bloque superior.

Durante el proceso extensional se generan dos accidentes importantes a los que se asocian procesos metamórficos característicos. El

metamorfismo asociado al detachement principal (M2) provoca el metamorfismo progrado que caracteriza a la unidad de los Miradores y alcanza la facies de la Sil-Kfs en la zona del pantano de José Torán, entre el detachement y la falla de las Francas, único lugar donde el NMLR y dicha unidad aparecen separados sólo por el accidente extensional. La serie del Huéznar durante el metamorfismo M2 alcanza únicamente el grado bajo (zona de la Bt), porque durante los primeros estadios extensionales se desarrolla el accidente extensional secundario, que limita esta serie y el NMLR, y condiciona gran parte de la evolución metamórfica asociada a la extensión en este sector (M2'). Con el desarrollo de este accidente la Serie del Huéznar pasa de formar parte del bloque inferior en relación al detachement principal a actuar como un bloque superior en relación a la zona de cizalla secundaria.

Es bajo estas condiciones cuando se genera el metamorfismo progrado más patente en la serie, alcanzando la zona de la Sil-Kfs en las proximidades del límite con el NMLR. Durante todo el proceso el bloque inferior está sometido a un proceso retrometamórfico caracterizado por un descenso aproximadamente isotérmico de la presión.

Los últimos eventos metamórficos se caracterizan por un descenso continuo y acentuado de la temperatura bajo condiciones de presión ligeramente descendentes en todos los bloques (M3).

#### 2.3.1.1.- PETROGRAFÍA

El metamorfismo de la unidad de los Miradores en la zona del pantano de José Torán desciende desde la zona de la Sil-Kfs en las proximidades del accidente extensional hasta la zona más baja de la facies esquistos verdes, hacia el N. La composición esencialmente cuarzofeldespática de los gneises que forman la serie dificulta el

crecimiento de minerales índice del metamorfismo, y por tanto no permite establecer una zonación metamórfica en el sentido clásico. Aún así, algunos criterios texturales como la variación del tamaño de grano de distintos minerales con el metamorfismo, la variación en las tonalidades y en el número de halos metamórficos en las biotitas, la trasposición de una esquistosidad previa en condiciones de metamorfismo ascendente y también algunos criterios mineralógicos como el progresivo descenso de Ms y aumento de Bt hacia la zona de detachment y la presencia de Sil en las zonas de mayor metamorfismo permiten definir la presencia de un aumento del metamorfismo hacia la zona de cizalla extensional. En este sector sólo se ha podido definir la isograda de la sillimanita que presenta una traza paralela al detachment.

La abundancia de materiales metapelíticos y metagrauváquicos en la serie del Huéznar permite, en cambio, definir perfectamente las zonas del metamorfismo. El problema de esta serie es que está bajo la influencia de tres focos térmicos que temporalmente llegan a coincidir: su situación de bloque inferior respecto al detachment principal, el aumento de temperatura que provoca la exhumación del NMLR y el efecto térmico provocado por la intrusión del granito de Ventas Quemadas (APRAIZ, 1998). En relación al primer proceso (M2) sólo se ha podido definir la isograda de la Bt, muy modificada por los procesos posteriores. A favor de la zona de cizalla secundaria se han definido todas las zonas del metamorfismo que caracterizan un metamorfismo progrado a bajas presiones (M2'): zona de la Chl, zona de la Bt, zona de la Crd, zona de la And, zona de la Sil y zona de la Sil-Kfs. A pesar de la orientación preferente según S2 de los minerales desarrollados como consecuencia del metamorfismo de contacto asociado a la intrusión del granito de Ventas Quemadas, parece lógico definir el metamorfismo del sector occidental de la serie del Huéznar como

producto de la anomalía térmica generada por la intrusión. El metamorfismo de contacto genera asociaciones minerales características de corneanas con albita y epidota, corneanas hornbléndicas y corneanas piroxénicas.

La fusión parcial y la importancia de los procesos de recristalización, consecuencia del alto grado de metamorfismo alcanzado en el NMLR provocan la casi completa desaparición de estructuras y asociaciones minerales relacionadas con la primera fase de deformación. De la misma forma, las estructuras y paragénesis generadas durante el clímax metamórfico están muy afectadas por los procesos retrometamórficos asociados a los últimos eventos extensionales, que son los mejor representados, tanto en el campo como en lámina delgada. Aún así, las inclusiones en granates y la existencia de materiales escasamente afectados por M2 (leucogranulitas con Grt-Ky-Kfs-Rut) permiten definir el metamorfismo progrado del NMLR como un metamorfismo de presiones intermedias y temperatura relativamente elevada.

Durante la segunda fase de metamorfismo (M2) todo el NMLR se encuentra por encima de la segunda isograda de la sillimanita, como indica la inexistencia de moscovita primaria. Dentro del conjunto de granitoides, diatexitas, metatexitas y micaesquistos que componen el NMLR, se han podido separar dos zonas metamórficas en base a la aparición o ausencia de cordierita junto a la asociación Sil-Fdk. La zona con cordierita ocupa la parte interna de mayor metamorfismo y engloba a las granodioritas, a las diatexitas y a las metatexitas más cercanas a estos materiales. El ligero descenso del metamorfismo hacia la periferia del NMLR, donde los efectos de la deformación son más acentuados, es el causante de la desaparición de la cordierita en gran parte de las metatexitas y en los gneises y micaesquistos que las

rodean. Las asociaciones minerales desarrolladas durante este evento definen un metamorfismo de BP-AT, que al superponerse sobre M1 genera, para el NMLR una trayectoria metamórfica de tipo horario donde el clímax bórico y el térmico no tienen porque coincidir (Figura 5).

#### 2.3.1.2.- TERMOBAROMETRÍA

La presencia de abundantes granates, tanto en la serie del Huéznar como en el NMLR, con características químicas y zonacionales diferentes provoca que mediante las técnicas geotermobarométricas se puedan definir con relativa precisión las condiciones P-T asociadas a las distintas fases (APRAIZ *et al.* 1993; APRAIZ y EGUILUZ, 1995; APRAIZ, 1998).

Las condiciones P-T calculadas para M1 en el NMLR oscilan entre 675-775 C y 11-13 kbar (según las calibraciones de PERCHUK, 1989 y PATIO DOUCE *et al.* 1993 del geotermómetro Grt-Bt; BHATTACHARYA *et al.* 1988 del geotermómetro Grt-Crd; POWELL y HOLLAND, 1988 y KOZIOL y NEWTON, 1989 del geobarómetro GASP; PERCHUK, 1985 del geobarómetro Grt-Crd), mientras para M2 se han obtenido temperaturas semejantes o incluso ligeramente superiores 750-825°C a presiones de entre 4 y 6 kbar. La representación de estos datos en el diagrama P-T genera una trayectoria de tipo horario en la que destaca el acusado descenso de la presión, que durante un primer estadio puede tener lugar bajo condiciones isotérmicas o con aumento de la temperatura, y posterior descenso de la temperatura bajo condiciones de presión ligeramente inferiores.

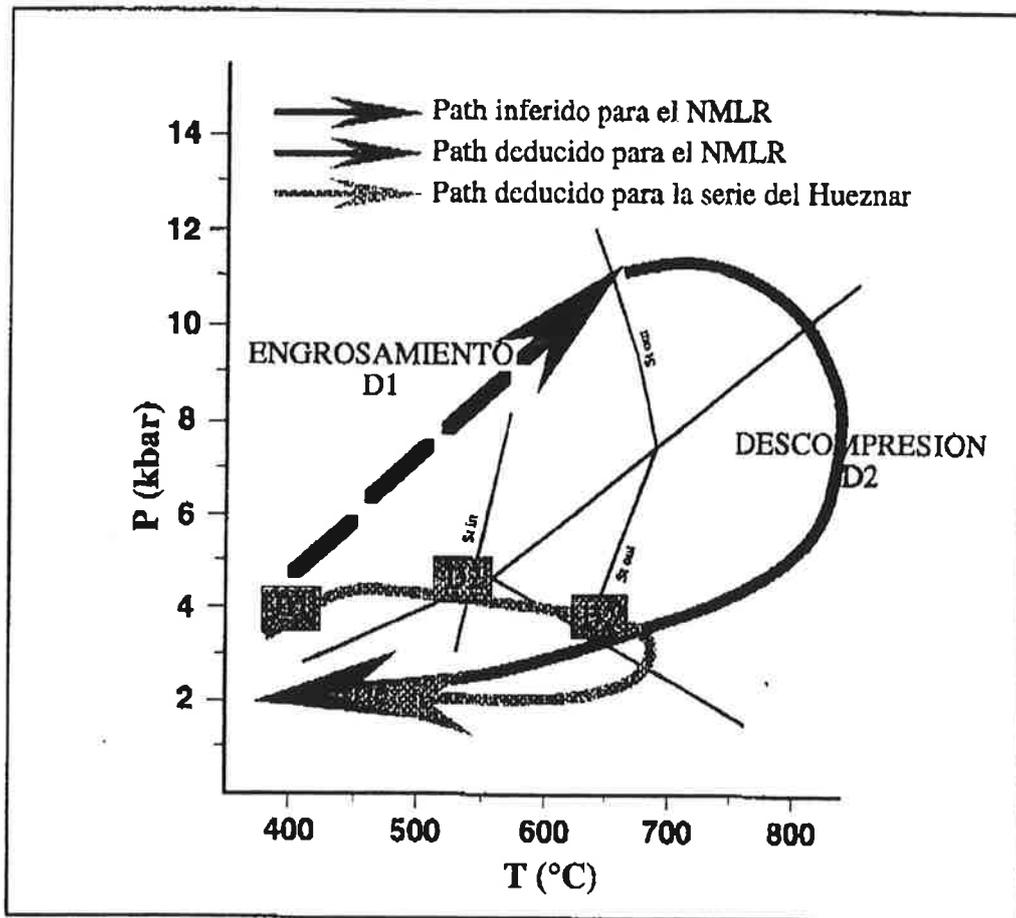


Figura 5.- PATH P-T del Núcleo Metamórfico de Lora del Río (NMLR). APRAIZ (1998).

El metamorfismo progrado asociado a M2 en la serie del Huéznar alcanza temperaturas superiores a los 650°C, difíciles de calcular con precisión por la presencia de procesos de reabsorción en el borde de los granates (SPEAR, 1991, 1993; SPEAR *et al.* 1991; FLORENCE y SPEAR, 1995).

Las estimaciones barométricas realizadas mediante el geobarómetro de PATIO DOUCE *et al.* (1993), relativamente independiente del contenido en Ca de la plagioclasa y el granate, indican que la presión en esta serie no ha sobrepasado los 4 kbar. La trayectoria deducida para M2' en esta serie refleja un aumento de la temperatura a condiciones isobáricas o con presiones ligeramente descendentes. La evolución metamórfica de la unidad de los Miradores en el sector del pantano de José Torán se considera equivalente, con la única diferencia de que se desarrolla durante M2.

La tercera fase de deformación se produce en condiciones metamórficas de la parte baja de la facies esquistos verdes (400-500°C y 2-3 kbar).

Este tipo de paths metamórficos han sido definidos en gran cantidad de núcleos metamórficos o domos migmáticos hercínicos tanto del Macizo Ibérico (complejo anatético de Peña Negra, PEREIRA, 1993; domo gneísico del Tormes, ESCUDER VIRUETE, 1995; núcleo de Valuengo, APRAIZ Y EGUILUZ, 1996; DÍEZ MONTES, A. *et al.* 1993) como en la cadena hercínica Europea (GARDIEN *et al.* 1990; JONES Y BROWN, 1990; REINHARDT Y KLEEMANN, 1994).

### 2.3.1.3.- DATOS RADIOMÉTRICOS Y EDAD DEL METAMORFISMO

Dataciones realizadas sobre el granitoide heterogéneo de las zonas centrales del NMLR, mediante el sistema U/Pb sobre monozircón con la sonda iónica (SHRIMP) de la Universidad de Camberra, indican la presencia de dos ciclos metamórficos. El primero tuvo lugar hace 596 M.a. y el segundo, responsable de la formación del núcleo metamórfico y de su cortejo migmático, ha sido datado en 347 M.a. (ORDÓÑEZ, 1988). Los gneises granitizados heterogéneos con abundantes enclaves restícticos sobre el que se ha realizado la datación, se ha relacionado con el proceso antiguo. Este granitoide, que aparece en las zonas más profundas del núcleo, ha sido posteriormente afectado por el metamorfismo hercínico que reequilibra buena parte de las asociaciones minerales y estructuras presentes en el NMLR.

### **3.- TECTÓNICA**

### 3.1.- INTRODUCCIÓN

El rasgo tectónico más relevante de esta Hoja, es la sutura que limita la Z.O.M. y la Z.S.P. Esta sutura tiene una evolución y estructura muy compleja, en general se interpreta como una subducción de la placa continental representada por la Z.S.P. bajo la placa continental Centroibérica representada en su extremo meridional por la Z.O.M. Entre las dos placas existió un suelo oceánico representado por los materiales de la Fm. Pulo do Lobo y las Ofiolitas de Beja-Acebuches (para algunos autores son de retroarco). Esta sutura está representada en las Hojas de Almadén de la Plata, Castilblanco de los Arroyos, Ventas Quemadas y Lora del Río. Tiene una cinemática compleja observándose una componente importante de cizalla senextra, si bien podría deberse a removilizaciones tardías representadas por el cabalgamiento de la Cuenca del Viar. La Z.S.P. y la Z.O.M. se pueden describir por separado, si bien las estructuras son bastante similares.

Uno de los rasgos de la Z.O.M. es la presencia de grandes accidentes longitudinales que ponen en contacto materiales con historias geológicas en ocasiones muy diferentes. Este hecho ha llevado a la división de la Z.O.M. en una serie de dominios en los cuales el número y las peculiaridades de las fases de deformación que se observan no son similares (DELGADO *et al*, 1977; ARRIOLA *et al*, 1984; FLORIDO Y QUESADA, 1981, etc.). En cualquier caso, los trabajos más recientes han puesto de manifiesto la necesidad de revisar en profundidad o desechar estas subdivisiones y proceder a una correlación que permita superar la fragmentación de la información geológica (EGUILUZ *et al*, 1997). Para poder alcanzar este objetivo se hace necesario efectuar reconstrucciones paleogeográficas fiables que lleven a reconocer las estructuras que condicionaron la formación de la cuenca sedimentaria hercínica.

En la actualidad parece completamente demostrado y aceptado por todos que la Z.O.M. conserva el registro de dos ciclos orogénicos uno finiproterozoico (cadomiense) y otro devono-carbonífero (hercínico). Esta es la causa que explica buena parte de las anomalías que llevaron a postular la existencia de dominios. En efecto, la presencia de dichos ciclos puede condicionar que un accidente frágil de escasa importancia ponga en contacto materiales con deformaciones y metamorfismos muy diferentes, cosa sencilla de explicar si se considera que la estructuración de unos puede ser cadomiense mientras que los otros sólo registran una débil estructuración hercínica. No obstante este hecho supone una dificultad añadida a la de por sí compleja estructura de la Z.O.M. y hace que, pese a los innegables avances en el conocimiento de la misma, todavía queden numerosas lagunas cuya resolución necesitará de múltiples trabajos complementarios.

La orogenia cadomiense es de carácter polifásico, dando lugar a dos fases de deformación y a un metamorfismo regional progresivo, bien preservado en el antiformal de Olivenza-Monesterio (EGUILUZ, 1988). Los efectos de la orogenia hercínica (Devónico superior-Carbonífero inferior) se manifiestan claramente tanto a nivel de los materiales de la cobertera del Paleozoico inferior, donde se desarrollan grandes estructuras tangenciales, como del basamento proterozoico, en el que se forman importantes zonas de cizalla dúctil. Se trata de una deformación polifásica que lleva asociado un metamorfismo regional de distribución irregular. Es de grado muy bajo o bajo en la mayor parte de los afloramientos proterozoicos, (antiforma de Monesterio, Peraleda, Estremoz, etc.) y en buena parte de los paleozoicos. Sin embargo, alcanza el grado medio y alto en los macizos del borde meridional (Almadén de la Plata, Aracena, Serpa, etc.), en Lora del Río (APRAIZ *et al*, 1993), en su equivalente en Valuengo (APRAIZ Y EGUILUZ, 1996) y en otros macizos sitios al norte (Sierra Albarrana, Villarreal ,etc).

### 3.2.- ESTRUCTURA CADOMIENSE

Se encuentra bien conservada en la antiforma de Monesterio, donde los materiales de la Serie Negra presentan dos fases de deformación y metamorfismo cadomiense. La primera fase,  $D_1$ , se presenta como una esquistosidad  $S_1$  relictas en porfiroblastos o crenulada en los microlitones de la  $S_2$ . No obstante, pueden encontrarse algunos pliegues menores atribuibles a esta fase y, sólo en el sector de Cabeza de Vaca (Hoja de Monesterio) al NO del área estudiada, se encuentran estructuras cartográficas con una dirección aproximada E-O y vergencia al S (EGUILUZ y RAMÓN-LLUCH, 1983). La  $S_1$  está definida generalmente por la orientación preferencial de placas de filosilicatos (moscovita y biotita) en las rocas con metamorfismo de grado bajo a medio, y por la disposición de micas y haces de sillimanita fibrosa en los materiales de grado alto.

La segunda fase de deformación cadomiense  $D_2$ , responsable de la mayor parte de las estructuras mesoscópicas, origina pliegues asimétricos apretados de dirección NE-SO a E-O y vergentes al S, acompañados de una esquistosidad de crenulación  $S_2$  sin-metamórfica muy penetrativa, que es la estructura más visible en el campo. Localmente, se pueden observar figuras de interferencia de pliegues dibujadas por paquetes de cuarcitas negras, si bien estructuras cartográficas solo se observan en áreas muy concretas.

Al menos una de estas fases es previa al depósito de las series vulcanosedimentarias del Precámbrico terminal, ya que en éstas se pueden encontrar cantos deformados de cuarcitas negras. La estructuración más evidente de estas rocas puede atribuirse a la cadomiense o a la hercínica, según el contexto estructural, la estructuración hercínica es responsable de los principales rasgos cartográficos.

### 3.3.- ESTRUCTURA HERCÍNICA

Tanto en el antiforme de Olivenza-Monesterio como en los sinclinorios situados al N y S se reconoce la presencia de dos fases compresivas de deformación hercínica.

La primera fase da lugar a un plegamiento generalizado al que se asocia una esquistosidad de plano axial regional, generalmente de tipo "slaty cleavage". Las características estructurales se observan en los sectores menos deformados por episodios posteriores, como en la Hoja de Constantina y sector nororiental de esta hoja. Se trata de pliegues asimétricos convergencia hacia el S. El flanco meridional es mucho más corto, con frecuencia invertida y generalmente con fallas inversas. Esta etapa culmina con auténticos cabalgamientos como los que se describen en la Hoja 920, Constantina. Estos cabalgamientos cortan los pliegues y esquistosidad previa, desarrolla estructuras nuevas con brechas y estructuras SC poco desarrolladas. La vergencia de estos cabalgamientos es la misma del plegamiento, lo que le da un carácter tangencial a toda la deformación.

En el zócalo precámbrico da lugar a zonas de cizalla con deformación dúctil, en las que se enraizan las estructuras de la cobertera. Sin embargo, fuera de estas bandas no se observan estructuras hercínicas significativas en los materiales precámbricos. En el sector central de la Z.O.M. la estructura más importante es el cabalgamiento de Monesterio en el que se desarrolla una foliación milonítica de dirección NO-SE con buzamientos moderados, sobre la que aparecen lineaciones de estiramiento de direcciones norteadas (N20°E) y criterios cinemáticos indicativos de un desplazamiento de techo hacia el sur. La edad de la deformación es problemática, pero dado que en los materiales más groseros del flysch de

Terena se encuentran cantos estructurados, debe ser Devónico inferior medio.

La segunda fase genera pliegues de la misma dirección que los anteriores, más abiertos y de plano axial subvertical, a los que se asocia una esquistosidad de crenulación. Esta esquistosidad tiene un desarrollo local en las zonas de mayor apretamiento de algunos de los pliegues. De cualquier forma esta fase es la responsable de los rasgos cartográficos mayores. Como resultado de la superposición de estas dos fases de plegamiento se originan figuras de interferencia cartográfica de los tipos 2 y 3 de Ramsay en el sinclinorio de Barrancos-Hinojales. En cuanto a la edad de esta fase, si se considera que el Devónico Superior tiene carácter discordante (flysch de Terena), corresponde a materiales sinorogénicos y sólo está afectado por la segunda fase de deformación, esta debe ser Carbonífero inferior o medio.

Posteriormente, en toda la Z.O.M. se registra una fase de deformación caracterizada por el desarrollo de fracturas longitudinales de decenas de kilómetros con estructuras dúctiles-frágiles en bandas asociadas y una cinemática de cizalla sinistra y componente de cabalgamiento hacia el S. Esta fracturación tiene una repercusión cartográfica muy importante, es la que ha condicionado la división de dominios en la Z.O.M. y concretamente la distribución de los afloramientos del Paleozoico medio, como en el Cerrón del Hornillo. Esta fase es dinámica y cinemáticamente diferente a las anteriores, podría relacionarse con el cierre hercínico del Arco Ibero-Armoricano.

Finalmente se producen episodios de deformación discretos con desarrollo local en los que podríamos incluir las bandas de deformación con vergencia norte y el sistema de fracturas tardihercínicas, que pueden tener una historia larga y que podrían incluir desde accidentes de desgarre

dúctiles, como los que limitan la antiforma de Monesterio por el sur, hasta las estructuras relacionadas con la banda de deformación localizada entre las fallas de Arenillas y del Viar (límite Z.O.M. y Z.S.P.). Además, se han reconocido dos fases de carácter local. La primera extensional está relacionada con el emplazamiento del núcleo metamórfico de Lora del Río, en la Hoja del mismo nombre. La otra, de vergencia norte, contraria a las vergencias dominantes en la región, aparece a lo largo de una banda de espesor kilométrico que se extiende desde la zona central de la granodiorita del Garrotal hacia el N y NO de esta Hoja.

Para simplificar la descripción se han considerado de forma independiente las tres estructuras mayores que atraviesan el área: el sinforme de Córdoba Alanis (flanco norte de la antiforma de Monesterio), la antiforma de Monesterio y el flanco sur de la antiforma. Además deben considerarse algunas estructuras locales de carácter significativo como el domo extensional de Lora del Río (NMLR).

El flanco septentrional de la antiforma de Monesterio está ocupado por una secuencia paleozoica, mayoritariamente cámbrica, dispuesta en serie normal y afectada por pliegues suaves entre los que destacan algunas estructuras sinclinales limitadas por fallas en las que afloran materiales del Paleozoico medio (Cerrón del Hornillo).

En este flanco se observa el plegamiento con vergencia S con pliegues asimétricos y esquistosidad de plano axial asociada y mecanismos de deformación principalmente por "buckling". Asociado, aunque más tardíos aparecen cabalgamientos con vergencia S. La estructuración no permite estimar su desplazamiento, la superficie está plegada por las fases posteriores más tardías y en ellas se observan estructuras principalmente de tipo frágil (brecha). Las fallas N130°E, sinistras, cortan todas las estructuras y cobijan las matrices paleozoicas.

La antifirma de Monesterio incluye los afloramientos precámbricos entre las fallas de Bonajil, límite septentrional del granito del Garrotal, y las series paleozoicas de Constantina (Formación Torreárboles). En el sector de Constantina y Ventas Quemadas la Serie Negra presenta una disposición monoclinal con fuertes buzamientos. La prolongación del cabalgamiento de Monesterio en este sector, que hacia el noroeste separa dos unidades tectónicas con diferencias importantes no está clara. No obstante, podría encontrarse en la banda de cizalla que limita por el sur los granitoides del Pintado y su prolongación hacia el este, a lo largo del accidente que limita por el sur los granitos cadomienses de Las Atalayuelas y el Garrotal. Este es el accidente que permite el emplazamiento de los granitoides cadomienses en niveles superficiales. Además no puede descartarse la posibilidad de que este accidente haya estado condicionado por otro más antiguo cadomiense, hecho que explicaría las diferencias estratigráficas que existen entre los dos bloques del cabalgamiento.

Bandas de vergencia norte. En el área estudiada se trata de una banda que alcanza una anchura cartográfica de varios kilómetros y que se extiende desde el extremo oriental del granitoide del Garrotal hasta el borde norte de la Hoja de Almadén de la Plata en las inmediaciones de la presa del Pintado. Esta banda alcanza su máximo desarrollo al norte de la Hoja de Ventas Quemadas y al sur de la de Constantina, donde la foliación asociada ha sido reconocida desde el contacto de la granodiorita del Garrotal y el granito del Pedrochal hasta la serie detrítico carbonatada del Cámbrico inferior. En esta transversal, se aprecia un fuerte gradiente en la deformación en dirección norte sur. En el sur, donde la intensidad es máxima, la granodiorita adquiere una foliación milonítica de dirección N100°E y buzamiento al sur, que lleva asociada una lineación de estiramiento mineral de dirección N20°E, que convierte la roca en un ortogneis. La deformación alcanza condiciones dúctiles o de la transición

frágil dúctil siendo generalizada la recristalización dinámica del cuarzo. Se observan gran cantidad de criterios cinemáticos congruentes con un movimiento de techo hacia el norte. En esta dirección la foliación se hace menos penetrativa hasta transformarse en una esquistosidad espaciada en los tramos detríticos y una pizarrosidad grosera en los pelíticos. Como anécdota puede señalarse que en las arcosas de la base de la Formación de Torreárboles origina una partición centimétrica que ha sido interpretada como la estratificación. Esta banda se continúa hacia el O de forma discontinua y ha sido reconocida en diversos puntos del flanco N de la antiforma de Monesterio y podría ser tener relación con la banda de vergencias al norte descrita al norte de Estremoz (OLIVEIRA, 1984). Su desarrollo podría relacionarse con la formación de estructuras antitéticas de escala crustal que permiten el cabalgamiento del arco volcánico asociado a la subducción de la anfibolita de Acebuches.

La zona que limita por el sur la antiforma de Monesterio es igualmente una banda de deformación heterogénea, pero que, al menos entre El Pedroso y el borde meridional del granitoide de Sierra Padrona corresponde a una cizalla izquierda. En ella la deformación puede alcanzar las condiciones dúctiles dando lugar al desarrollo de milonitas sobre los materiales volcánicos de la alineación de la Sierra Morena. En toda la banda se observan lineaciones horizontales y criterios cinemáticos de movimiento izquierdo. Otro accidente similar es la zona de cizalla que limita al citado granito por el norte que también llega a desarrollar una banda con estructura gneísica (C-S) en el borde del granito. El funcionamiento de estos accidentes y los que limitan el Precámbrico por el norte podrían explicar el desarrollo de las fallas inversas que limitan las migmatitas del Pintado por el oeste y el que hace cabalgar la prolongación meridional de estas migmatitas sobre el macizo de Sierra Padrona.

El flanco sur de la Antiforma de Monesterio corresponde a los materiales situados entre la falla de Minjandre y su prolongación hacia el O hasta alcanzar el plutón de Santa Olalla de Cala, y la falla de Arenillas-Zufre. Esta estructura puede seguirse desde Vila Boim hasta el Guadalquivir y alcanza su mayor amplitud en el área central (entre Jerez de los Caballeros y Cumbres). En todo su recorrido se trata de un flanco monoclinal invertido y con buzamientos moderados, que hacia el SO se disponen más cercanos a la horizontal, lo que origina el basculamiento completo de la estructura y el desarrollo de figuras de interferencia (zona de Oliva de la Frontera). Así, en la zona estudiada se reconocen pliegues tumbados de escala decamétrica en la zona situada al norte del Embalse de José Torán y en la serie del Huéznar.

En la zona oriental del flanco sur, al este del plutón de Ventas Quemadas, y en relación al desarrollo del NMLR se han producido procesos deformacionales de carácter local, pero de significado regional (APRAIZ, 1996). En este sector la primera fase de deformación regional hercínica genera pliegues tumbados de vergencia S, con foliación de plano axial, asociados al funcionamiento de un accidente cabalgante (posible cabalgamiento de Monesterio) que provoca el emplazamiento de los granitos anatéticos cadomienses en niveles superficiales. No se han reconocido pliegues cartográficos pero en la serie del Huéznar pueden apreciarse pliegues menores de escala métrica-decamétrica congruentes con estructuras mayores de este tipo. La segunda fase de deformación corresponde a un proceso extensional consecuencia del engrosamiento cortical producido por la fase previa. Durante los primeros estadios de esta fase, y en relación al funcionamiento de la zona de cizalla extensional principal, se produce la crenulación de la esquistosidad previa, que en gran parte de la unidad de Lora del Río es la estructura más penetrativa, y una lineación de dirección norteada. Durante el proceso extensional se produce una segunda zona de cizalla extensional, la que limita el NMLR y la serie

del Huéznar, alrededor de la cual la esquistosidad extensional previa sufre un proceso de trasposición completo y se desarrolla una lineación de dirección E-O. De forma general, los criterios cinemáticos indican un hundimiento del bloque superior hacia el N, condicionado por el accidente extensional principal a favor del cual se desarrollan estructuras miloníticas y filoníticas características. Alrededor de la zona de cizalla secundaria, donde también se desarrollan fábricas filoníticas, se han observado criterios cinemáticos que atestiguan el hundimiento de la serie del Huéznar hacia el O. Finalmente, durante la tercera fase de deformación, equivalente a la segunda fase de deformación regional hercínica, responsable de la estructura cartográfica, se generan pliegues abiertos de plano axial vertical o ligeramente vergentes al S.

La banda del Viar es una zona con una deformación compleja y en la que las relaciones entre los diferentes materiales no han podido determinarse con certeza. En consecuencia poco puede decirse sobre su funcionamiento aparte de que en la última etapa se comporta como un cabalgamiento que coloca los materiales de la Ossa Morena sobre los de la Cuenca del Viar, esta etapa es conforme con la prolongación en el tiempo del desgarre sinistro que se resuelve con una zona transgresiva.

#### 4.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

Numerosos son los indicios mineros existentes en esta Hoja, tanto en lo que se refiere a minerales metálicos, minerales no metálicos, energéticos y rocas industriales. Su distribución espacial, en lo que a la minería se refiere, se realiza según dos zonas perfectamente diferenciadas: Por un lado, la zona septentrional, en la que por lo general se trabajó según galerías subterráneas a las cuales se accedía mediante un pozo vertical, y por otro, la zona meridional, donde a pesar de existir también labores de interior, el grueso de las explotaciones se realizaron a cielo abierto.

Por lo que respecta a las canteras, éstas se concentran íntegramente en la parte sur, donde se trabajaba y trabaja en diversos materiales con distintas aplicaciones industriales.

Hoy día, a excepción de una cantera existente en la parte meridional del Arroyo del Parroso, el grueso de las explotaciones se encuentra totalmente abandonadas.

#### **4.1.- RECURSOS MINERALES**

##### **4.1.1.- MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS**

Al Norte de la Hoja, existen las antiguas minas de Nava de Lázaro, como continuación del núcleo minero de la Sierra de El Pedroso, incluido en la contigua Hoja de Constantina.

Se explotó una banda de calizas de unos 10 m de potencia, que en dirección norte-sur se extiende desde la estación de ferrocarril de El Pedroso, hasta desaparecer al Sur, mediante un cambio de facies, producto del metamorfismo de contacto.

La citada banda se encuentra muy metamorfizada por acción del granito de El Pedroso próximo a ella, lo cual podría ser la causa de la mineralización de magnetita incluida en la citada banda.

Por el contrario y no en calizas, existe otra mineralización de magnetita en la conocida como banda del Travieso, la cual se ubica entre las carreteras de Constantina a Lora del Río y Villanueva del Río y Minas, respectivamente.

Parece ser que ligado a la magnetita, se ha detectado la presencia de oligisto, aunque de escaso interés en esta Hoja si se compara con las importantes concentraciones del Cerro del Hierro y Sierra de El Pedroso, existentes en la contigua Hoja de Constantina.

Por lo que respecta al cobre, en los materiales metamórficos de la zona suroriental de la Hoja, existen diversas mineralizaciones paragenéticas que tienen como principal componente el cobre, de las cuales existen restos de explotaciones muy antiguas.

Por último, y en lo que al oro se refiere, durante la realización de la Hoja Magna de Ventas Quemadas (1975), se descubrió su presencia en forma de oro nativo en textura de laminillas y pequeñas pepitas sobre una serie de muestras tomadas en el granito de El Pedroso, en su borde occidental, cuyo porcentaje se cifró en 76 gr por tonelada.

Dichas muestras fueron recogidas en una franja de unos 5 Km de longitud, siguiendo como eje la carretera de El Pedroso a Castilblanco de los Arroyos, y con una anchura variable estimada entre 2 a 3 Km.

Con respecto a los indicios no metálicos, se ha de mencionar la presencia de grafito al norte de Sierra Traviesa, tal vez originado por el efecto de una fractura que afecta a las ampelitas del Silúrico.

#### 4.1.2.- MINERALES ENERGÉTICOS

Dos son las detecciones de minerales energéticos dentro de la presente Hoja; carbón y minerales radiactivos.

La importante cubeta carbonífera de Villanueva del Río y Minas, de la cual se tienen noticias de su explotación desde el año 1621, llegó a producir en el primer tercio de siglo XX un montante de 200.000 Tm/año.

A través tanto de cielo abierto, como de labores de interior, cuyo acceso se realizaba mediante un pozo vertical, fueron explotados hasta finales de los años 70, tres capas de carbón con potencias de 0,80; 1,30 y 0,70 m, que en la mayor parte de los casos se utilizaban para la fabricación de coque y posterior empleo en siderurgia. En algunos casos también estos carbones eran utilizados para usos domésticos.

Se calcula que quedaron sin secar aproximadamente  $1,2 \times 10^6$  toneladas y que a pesar de ser unos carbones de alto contenido en cenizas y con una gran variabilidad lateral en sus capas, el remanente de reservas está siendo objeto ahora de un análisis de viabilidad, para una posible nueva explotación a cielo abierto.

A finales de los años setenta, la Junta de Energía Nuclear llevó a cabo una campaña de investigación para detectar minerales radiactivos en los sedimentos que componen los diferentes valles de los ríos que atraviesan la Hoja.

De los resultados obtenidos se deduce que deberían de acotarse más concretamente las zonas en las que aparecieron las anomalías, al objeto de precisar más estrictamente las posibilidades mineras del entorno en lo que a dichos minerales se refiere.

#### 4.1.3.- ROCAS INDUSTRIALES

La casi totalidad de las canteras existentes en la Hoja se concentran íntegramente en la zona de Sierra Traviesa.

La banda de rocas volcánicas de tipo basalto y andesita se explotaron al objeto de obtener materiales para la fabricación de carreteras en dos zonas diferentes:

1. Zona Septentrional, donde las labores se centran en un solo frente, aunque éste es de grandes dimensiones y abierto en dirección normal a la banda. Actualmente estos frentes se encuentran abiertos.
2. Zona meridional, que al contrario que la anterior, consta de un complejo de frentes abiertos en ambos sentidos, es decir, direccionalmente y transversalmente, para partir de un mismo punto el cual sirve de acceso y carga a la vez. En él se aprovecha todo el espesor de la banda.

La denominada "Caliza de Sierra Traviesa" (Calizas del Cámbrico Inferior), constituye un importante centro de obtención de este tipo de material, cuyo principal destino reside en la fabricación de cemento en una industria situada junto a la carretera C-431, que de Alcalá del Río se dirige a Constantina, muy próxima a los centros de extracción. Antiguamente el transporte se realizaba por medio de un teleférico

construido a tal efecto, hoy día se transporta por camiones, método mucho más moderno y rentable.

Las considerables explotaciones, realizadas actualmente de una manera exhaustiva, se sitúan en dirección normal a la estratificación, a lo largo de unos 4 Km.

Fuera de estos parajes, no existe más que una cantera abierta, aunque ésta de bastante menos importancia que las anteriores y que en la actualidad no se encuentra en vigencia. Se localiza en la parte centro-oriental de la Hoja (Los Caños), al este de la carretera de Constantina a Villanueva del Río y Minas.

Todos estos indicios y labores fueron exhaustivamente tratados a principios de los años 90 en el Proyecto de "Investigación de la Reserva Huéznar", realizado por la Junta de Andalucía, y en el que dadas las posibilidades mineras del sector y a la vista de las conclusiones extraídas, sería recomendable el llevar a cabo un plan de trabajo sobre las estructuras previamente seleccionadas, cuyos pasos serían los siguientes:

- Realización de una cartografía geológico-minera a escala 1:5.000.
- Confección de cortes geológicos como apoyo a la cartografía.
- Apertura de zanjas y calicatas.
- Desmuestres sistemáticos y selectivos de los tramos favorables.
- Análisis químicos de las muestras recogidas.
- Según los resultados obtenidos, selección de áreas interesantes para una prospección litogeoquímica de detalle.
- Por último, estudiar la conveniencia de realizar sondeos mecánicos con recuperación de testigo continuo en las zonas con anomalías favorables.

## **4.2.- HIDROGEOLOGÍA**

La Hoja de Ventas Quemadas pertenece hidrográficamente a la Cuenca del Guadalquivir, situándose en su totalidad en la margen derecha de dicho río.

### **4.2.1.- CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E HIDROLÓGICAS**

Globalmente, la zona presenta un clima mediterráneo templado, con gran influencia del Océano Atlántico y del relieve. Los inviernos son suaves, dando una impresión general de aridez, alcanzando los veranos altas temperaturas con una marcada sequedad.

El régimen de precipitaciones es bastante irregular en su distribución espacial y temporal, llegando a alcanzar una pluviometría que oscila entre 600 y 800 mm/año, con medias de 650 mm; lo cual significa que el aporte de agua es ciertamente importante.

No obstante, la mayoría de los cauces funcionan en épocas de precipitaciones persistentes, quedando secos durante gran parte del año.

La red de drenaje principal se distribuye de oeste a este a través del río Viar, el arroyo del Parroso, la Rivera de Huéznar, el arroyo Galápagos y el arroyo Barbacal, todos ellos transversales al río Guadalquivir al cual vierten sus aguas.

### **4.2.2.- CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS**

Dos son los materiales que dentro de esta Hoja son capaces de albergar ciertas posibilidades de almacenamiento de agua.

Por un lado, el conjunto granítico de El Pedroso, el cual se alimenta a través de fracturas y rocas alteradas, de todas formas éste pierde gran parte de su interés como consecuencia de disponer de un importante lugar de drenaje, tal y como es el arroyo de El Parroso, según un cauce profundo y bien encajado que le atraviesa de norte a sur.

Por otro lado, son de considerar como posible manto acuífero a las calizas superiores del Cámbrico inferior, que aunque distribuidas espacialmente de forma aislada, pueden ser encuadradas dentro de los acuíferos de la Meseta.

Estos pequeños acuíferos están constituidos fundamentalmente por calizas, mármoles y dolomías, cuyos tramos y espesores son muy variables y siempre y cuando se presentan libres de interestratificaciones de diabasas. El zócalo de estos acuíferos está formado por materiales paleozoicos menos permeables.

La alimentación se produce a través de fracturas poco importantes o de karstificaciones existentes en las mismas, en las que la escorrentía superficial procedente de los terrenos impermeables circundantes y la infiltración del agua de lluvia, juegan un papel fundamental.

Son acuíferos generalmente libres, aunque localmente pueden ser confinados de baja permeabilidad, pero que en los que con captaciones adecuadas, se puede llegar a obtener un caudal de 5 a 8 l/s.

Las aguas subterráneas son de buena calidad, fundamentalmente bicarbonatadas cálcicas y con un residuo seco que no suele superar los 500 mg/l.

El drenaje se lleva a cabo a través de pequeñas surgencias con un régimen de evacuación estacionalmente variable. Durante la época de lluvias, e inmediatamente después, en lugares muy concretos, los caudales de las surgencias son relativamente importantes, llegando a superar los 10 l/s. Además de estas salidas existen otras esporádicas. Aunque se trata de acuíferos con recursos valiosos, los problemas de agua que existen en la región, les confiere una trascendencia local, puesto que con ellas se pueden resolver problemas puntuales de abastecimiento a pequeños núcleos urbanos, industrias y riegos localizados.

Cierto interés pueden tener las terrazas y los aluviales del río Viar, compuestos por conglomerados, gravas, arenas y limos, cuya alimentación y recarga se realiza a partir del agua de lluvia, estando el aluvial y las terrazas superiores interconectadas hidráulicamente entre sí al río Guadalquivir a través de la terraza inferior.

## **5.- BIBLIOGRAFÍA**

Abalos, 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. Univ. del País Vasco, 430 p.

Abalos, B. (1992): Variscan shear-zone deformation of late precambrian basement in sw Iberia: implications for circum-Atlantic pre-Mesozoic tectonics. *J. Struc. Geol.*, 14: 807-823.

Abalos, B., Eguiluz, L. (1992): The Late Proterozoic suture zone of SW Iberia: a link for thje reconstruction of the Cadomian-Avalonian-Panafrican transpressive orogen of the circum-Atlantic region. *C. R. Acad. Sci. Fr.*,314: 691-698.

Abalos, B., Eguiluz, L. y Gil Iburguchi, I (1991a): Evolución tectonometamórfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. I. La Unidad Para-Autóctona. *Bol. Geol. Min.* 102.

Abalos, B., Gil Iburguchi, I y Eguiluz, L. (1991b): Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain. *Tectonophysics*, 199: 51-72.

Abalos, B., Gil Iburguchi, 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: 347-353.

Apalategui, O., Borrero, J.D. y Higuera, P. (1983): División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental. *Temas Geol. Min.*, 7: 73-80.

Apalategui, O.; Eguiluz, L. Y Quesada, C. (1990): Ossa-Morena Zone. Structure Pre-Mesozoic. *Geology of Iberia*, en R.D. Dallmeyer; E. Martínez-García (Eds.). Springer-Verlag, 280-291.

Apraiz, A., Eguluz, L. y Abalos, B. (1993): Evolución metamórfica y anatexia en el núcleo de Lora del Rio (Zona de Ossa-Morena). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 85-103.

Apraiz, A. y Eguluz, L. (1996): El núcleo metamórfico de Valuengo (Zona de Ossa-Morena, Macío Ibérico): Petrografía, termobarometría y evolución geodinámica. *Rev. Soc. Geol. España*, 9: 29-49.

Arriola, A., Eguluz, L., Fernández Carrasco, J.L. y Garrote, A. (1984): Individualización de diferentes dominios y unidades en el anticlinorio Olivenza-Monesterio. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 143-168.

Arriola, A., Eguluz, L., Fernández Carrasco, J.L., Garrote, A. y Sánchez-Carretero, R. (1984): Zonación metamórfica en el área de Monesterio-Fuente de Cantos; criterios texturales y mineralógicos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 17-46.

Azor, A., González Lodeiro, F. & Simancas, J.F. (1993): 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: 343-346.

Azor, A., González Lodeiro, F. & Simancas, J.F. (1995): Geochronological constraints on the evolution of a suture: the Ossa-Morena/Central Iberian contract (Variscan belt, south-west Iberian Peninsula). *Geol. Rundsch.*, 84: 375-383.

Bard, J.P. (1969): Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Arcena en Andalousie Occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-Ibérique. Thèse USTL, Univ. Montpellier, 397 p.

Bladier, Y. et Laurent, Ph. (1976): La zone mylonitique de Badajoz-Cordove avec la zone Portalegre-Coimbra. Com. Serv. Geol. Portugal. 3<sup>o</sup> Reu. Geol. W Penin.: 267-269.

Blatrix, P. & Burg, J.P. (1981):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dates from Sierra Morena (Southern Spain). Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. N. Jb. Miner. Mh., 10: 470-478.

Brun, J.P. & Balé, P. (1990): Cadomian tectonics in northern Brittany. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (Eds.): The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ. No 51: 95-114.

Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, Ph., Matte, Ph. & Ribeiro, A. (1981): Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). Tectonophysics, 78: 15-42.

Carretero, R., Carracedo, M., Eguiluz, L., Garrote, A. y Apalategui, O. (1989): El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). Rev. Soc. Geol. España, 2: 7-21.

Carvalhosa, B.A. (1965): Contribução para o conhecimento geológico da região entre Portel y Ficalho (Alentejo). Mem. Serv. Geol. Portugal, 11: 1-130.

Carvalhosa, B.A. (1983): Esquema geológico do Maciço de Evora. Comun. Serv. Geol. Portugal, 69: 201-208.

Chantraine, J., Chauvel, J.J., Balé, P., Denis, E. et Rabu, D. (1988): Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et le orogénèse cadomienne en Bretagne (France). Bull. Soc. géol. France, Paris, 8: 821-829.

Crespo-Blanc, A. (1991): Evolución geotécnica del contacto entre la Zona Surportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): Un contacto mayor en la Cadena Hercínica. Europa. Tesis Doctoral. Univ. Granada. España, 327 p.

Dallmeyer, R.D. & Quesada, C. (1992): Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216: 339-364.

De la Rosa, J.D. (1992): Petrología de las rocas básicas y granitoides del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla, Zona Surportuguesa. Macizo Ibérico. Tesis Doct. Univ. Sevilla, 312 p.

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

De Yoreo, J.J., Lux, D.R. & Guidotti, C.V., (1991): Thermal modeling in low pressure/high-temperature metamorphic belts. *Tectonophysics*, 188: 209-238.

Dissler, E., Doré, F., Dupret, L., Gresselin, F. et Le Gall, J. (1988): L'evolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France, Paris*, 8: 810-814.

D'Lemos, R.S., Strachan, R.A. & Topley, C.G. (1990): The Cadomian orogeny in the North Armorican Massif: a brief review. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny*. *Geol. Soc. Spec. Publ. No 51*: 95-114.

Eguiluz, L. (1988): Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional. Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco. 694p.

Eguíluz, L. y Abalos, B. (1992): Tectonic setting of Cadomian low-pressure metamorphism in the central Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, SW Spain). *Precambrian Research*, 56: 113-137.

Eguíluz, L., Abalos, B. y Gil Ibarra, J.I. (1990): Eclogitas de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (Suroeste de España). Datos petrográficos y significado geodinámico. *Geogaceta*, 7: 28-31.

Eguíluz, L., Abalos, B. y Ortega Cuesta, L.A. (1990): Anfibolitas proterozoicas del sector central de la zona de Ossa-Morena. Geoquímica e implicaciones geodinámicas. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 15: 119-131.

Eguíluz, L., Fernández, J., Coullault, J.L. y Garrote, A. (1983). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50000 nº 897 (Monesterio) del Mapa geológico nacional (MAGNA). Instituto Geológico y minero de España (IGME). Madrid.

Eguíluz, L. y Ramón Lluch, R. (1983): La estructura del sector central del dominio de Arroyomolinos. Anticlinorio Olivenza-Monesterio, Ossa Morena. *Stud. Geol. Salmant.*, 18: 171-192.

Eguíluz, L., Apraiz, A., Abalos, B. y Martínez-Torres, L. M. (1995): Evolution de la zone d'Ossa Morena (Espagne) au cours du Proterozoïque supérieur: corrélations avec l'orogène cadomien nord armoricain. *Géol.France* nº 3: 35-47.

Fonseca, P.; Ribeiro, A. (1991).- Ofiolito de Beja-Acebuches. Estructura e evolução tectónica da sutura entre as Zonas de Ossa-Morena e Sul Portuguesa. II Reunión sobre la geología del Oeste Peninsular. *Resúmenes*, 22-23.

Fricke, W. (1941). Die geologie des Grenzgebietes zwischen nordstlicher Sierra Morena und Extremadura. Tesis, Univ. de Berlín: 1-91.

García-Casquero, J.L., Boelrijk, N.A.I.M., Chacón, J. & Priem, H.N.A. (1985). Rb-Sr evidence for presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geologische Rundschau*, 74: 379-384.

González del Tánago, J. y Peinado, M. (1990): Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z.O.M., Córdoba, España). *Bol. Geol. Min.*, 101: 678-700.

Giese, U, & Bühn, B. (1994). Early Paleozoic rifting and bimodal volcanism in the Ossa Morena Zone of South-west Spain. *Geol. Rundschau*, 83: 143-160.

Graham, C.M. & Powell, R. (1984): A garnet-hornblende thermometer: calibration, testing, and application to the Pelona schist, Southern California. *Jour. Met. Geol.*, 2: 13-31.

Graviou, P., Peucat, J.J., Auvray, B., & Vidal, Ph. (1988). The cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, 4: 1-13.

Investigación Minera en la Reserva La Monaguera. PRESUR-ADARO. Autor Matas, F. (1988). Informe Interno P.N.A.M.P.

Hernández-Enrile, J. L. (1971). Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico del flanco meridional del anticlinal Olivenza-Monesterio (Badajoz). *Bol Geol. Min.*, 82: 143-154.

Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares. Publ. IGME.

Laurent, Ph. et Bladier, Y. (1976): L'evolution tectonometamorphique de l'axe Badajoz-Cordove; un exemple de reactivation dynamique d'un socleancien. *Com. Serv. Geol. Portugal. 3º Reu. Geol. W Penin.*: 269-271.

Liñán, E. (1978): Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 212 p.

Lotze, F. (1945): Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta. Geol. For. 4: 78-92.

Mata, J. y Munhá, J. (1986). Geochemistry of Cambrian metavolcanic rocks from the Córdoba Elvas Domain (Ossa-Morena Zone). *Maleo* v 2, nº 13: 27.

Matte, Ph. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the variscan belt in Western Europe. en: *Accretionary tectonics and composite continents*, R. D. Hatcher Jr. & L. Zonenshain (eds), *Tectonophysics*, 196: 309-337.

Murphy, J.B. & Nance, R.D. (1989). Model for the evolution of the Avalonian-Cadomian belt. *Geology*, 17: 735-738.

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, 430 p.

Pereira, M.F. y Silva, J.B. (1996). Contraste de estilos estruturais entre o soco Proterozóico superior e a cobertura do Câmbrico inferior na Faixa Blastomilonítica (Campo Maior-Nordeste Alentejano). 2º Conferencia anual del Grupo de Geologia Estructural e Tectonica de Portugal. 66-70.

Powell, R. & Holland, T.J.B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations, III: applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Jour. Met. Geol.*, 6: 173-204.

Quesada, C. (1987): Mapa geologico-minero de Extremadura. Consejería de industria y energía. Dirección general de industria, energía y minas. 131p.

Quesada, C. (1990): Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to cadomian orogenic events. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (Eds.): The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ. No 51: 553-562.

Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R.D., Gil-Ibarguchi, J.I., Oliveira, J.T., Perez-Estaun, A., Ribeiro, A., Robardet, M. & Silva, J.B. (1991): Tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif and circum-Atlantic correlations. En: R.D. Dallmeyer y J.P. Lécorché (Eds.): The West-African Orogens and Circum-Atlantic Correlations. Springer-Verlag, Heidelberg. 267-294.

Quesada, C., Cueto, L.A. y Dallmeyer, R.D. (1989): Nuevas dataciones absolutas en la zona Ossa-Morena: limitaciones que imponen a la evolución tectónica de la misma. XI Reunión Xeoloxia e Minería do NW Peninsular. Evolución tectonometamórfica do Macizo Hespérico Peninsular, Abstr.: 35-36.

Quesada, C. & Dallmeyer, R.D. (1989): Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Cordoba Belt, Southwestern Iberian Massif. Geol. Soc. Am. Annu. Meet., Abstr. Progr. , 21: A227.

Quesada, C. & Dallmeyer, R.D. (1992): Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints. Tectonophysics, 231: 195-213.

Ribeiro, A., Brandao Silva, J., Dias, R., Araújo, A., Marques, F., Merino, H. & Fonseca, P. (1989): Terranes in the Variscan Fold Belt in Portugal. 28th International Geological Congress. Washington D.C., 2692-2693.

Ribeiro, A.; Quesada, C.; Dallmeyer, R.D. (1990b).- Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R.D., Martínez-García, E. (Eds.). Pre. Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, 399-409.

Sagredo, J. y Peinado, M. (1992). Vulcanismo Cámbrico de la Zona de Ossa Morena. En: J.G. Gutierrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds). Paleozoico inferior de Ibero-América. Univ. Extremadura. 567-576.

Sánchez Carretero, R., Carracedo, M., Eguiluz, L., Garrote, A. y Apalategui, O. (1989): El magmatismo calcoalcalino del precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). Rev. Soc. Geol. Esp., 2: 7-21.

Schäfer, H.J. (1990): Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain. Ph.D. Thesis. Swiss Federal Institute of Technology. Diss. ETH n° 9246. 153p.

Schäfer, H.J., Gebauer, D., Nägler, T.F. & Eguiluz, L. (1993): Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. Contrib. Miner. Petrol., 113: 289-299.

Schneider, H. (1939). Altpaleozoikum bei Cala in der Westlichen Sierra Morena (Spanien). Diss. Math. Naturwiss. Rak. Univ. Berlín: 1-72.

Simancas, J.F. (1983): Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa. Tesis Doctoral. Univ. Granada, España, 439 p.

Weber, K. & Behr, H.J. (1983). Geodynamic interpretation of the mid-European Variscides. In: H. Martin & F.W. Eder (Eds), Intracontinental Foldbelts. Springer, Heidelberg, pp. 427-468.

Ziegler, P.A. (1986). Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. Tectonophysics, 126: 303-328.

Zwart, H.J. & Dornsiepen, V.F. (1978). The tectonic framework of Central and Western Europe. Geol. Mijnbouw, 57: 627-654.